



Évolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du Rif (Nord-Maroc) : apports d'une analyse structurale et thermochronologique

Adrien Romagny

► To cite this version:

Adrien Romagny. Évolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du Rif (Nord-Maroc) : apports d'une analyse structurale et thermochronologique. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis, 2014. Français. NNT : 2014NICE4122 . tel-01249589

HAL Id: tel-01249589

<https://theses.hal.science/tel-01249589>

Submitted on 4 Jan 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITÉ de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

ÉVOLUTION DES MOUVEMENTS VERTICAUX NÉOGÈNES DE LA CHAÎNE DU RIF (NORD-MAROC) : APPORTS D'UNE ANALYSE STRUCTURALE ET THERMOCHRONOLOGIQUE



2011-2014

Thèse dirigée par **Michel CORSINI**
et co-dirigée par **Philippe MUNCH**

présentée et soutenue par **Adrien ROMAGNY**
le 17 décembre 2014

devant le jury composé de :

Laurent JOLIVET
Marc JOLIVET
Ali AZDIMOUSA
Ahmed CHALOUAN
Jean-Marc LARDEAUX
François NEGRO
Michel CORSINI
Philippe MUNCH

Pr., Univ. d'Orléans
Pr., Univ. de Rennes
Pr., Univ. Mohammed Premier (Maroc)
Pr., Univ. de Rabat (Maroc)
Pr, Univ. Nice-Sophia Antipolis
Mcf., Univ. de Neuchâtel (Suisse)
Pr., Univ. de Nice-Sophia Antipolis
Pr., Univ. de Montpellier II

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Co-directeur de thèse

T H E S E
pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par
Adrien ROMAGNY

**ÉVOLUTION DES MOUVEMENTS VERTICAUX NÉOGÈNES DE LA
CHAÎNE DU RIF (NORD-MAROC) : APPORTS D'UNE ANALYSE
STRUCTURALE ET THERMOCHRONOLOGIQUE**

Thèse dirigée par **Michel CORSINI**
et co-dirigée par **Philippe MUNCH**

au Laboratoire Géoazur – UMR 7329

Soutenue le 17 décembre 2014

devant le jury composé de :

Laurent JOLIVET
Marc JOLIVET
Ali AZDIMOUSA
Ahmed CHALOUAN
Jean-Marc LARDEAUX
François NEGRO
Michel CORSINI
Philippe MUNCH

Pr., Univ. d'Orléans
Pr., Univ. de Rennes
Pr., Univ. Mohammed Premier (Maroc)
Pr., Univ. de Rabat (Maroc)
Pr, Univ. Nice-Sophia Antipolis
Mcf., Univ. de Neuchâtel (Suisse)
Pr., Univ. de Nice-Sophia Antipolis
Pr., Univ. de Montpellier II

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Co-directeur de thèse

Illustration de la couverture :

Photographie panoramique de la côte rifaine depuis les montagnes surplombant l'Oued Amter en direction de Jebha. Cette vue vers le contact entre les zones internes et les zones externes donne un bon aperçu du travail de terrain dans la chaîne du Rif.

*À mon petit frère Martin,
qui a partagé mon quotidien quasiment sans discontinuité depuis près de vingt-trois ans.*

*Et à mon second petit frère Titouan,
né pendant ce travail de thèse, et qui parlera peut-être ses premiers mots d'arabe à Rabat.*

RÉSUMÉ

La chaîne du Rif (Nord du Maroc) constitue, avec les Cordillères des Bétiques (Sud de l'Espagne), la terminaison occidentale de la ceinture alpine. C'est un secteur clé pour la compréhension des mouvements verticaux associés aux processus orogéniques. Les unités les plus profondes du Rif (roches crustales et mantelliques) affleurent dans les secteurs de Ceuta, Cabo Negro et Beni Bousera. Les travaux antérieurs montrent que ces unités métamorphiques ont subi un refroidissement extrêmement rapide, pendant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, qui a été associé à un amincissement crustal et au rifting du bassin d'Alboran. Les processus tectoniques responsables de l'évolution géologique de la région demeurent très controversés et sont sujets à débats. Jusqu'à maintenant, aucune étude n'a permis de contraindre les mouvements verticaux postérieurs à ce refroidissement dans la chaîne du Rif, malgré la présence de dépôts marins pliocènes surélevés. L'objectif de ce travail est d'apporter des arguments permettant de discuter des mécanismes géochronologiques et cinématiques impliqués dans les mouvements verticaux de la marge du Rif depuis le Néogène. La thermochronologie a permis de contraindre le timing des mécanismes de surrection qui ont conduit à l'émersion de la marge du Rif, de manière synchrone au dépôt des unités syn-rift dans le bassin d'Alboran. Quelles sont les implications de ce cas d'étude unique sur l'utilisation des méthodes de thermochronologie ?

Cette étude consiste dans un premier temps, à l'analyse structurale de plusieurs secteurs clé. Les résultats ont permis de définir l'évolution du champ de déformation et de proposer un modèle théorique imageant la succession des différentes phases tectoniques durant le Néogène. Ce travail s'est focalisé sur les zones où les unités métamorphiques profondes ont été exhumées (Ceuta, Cabo Negro et Beni Bousera), ainsi que dans des secteurs où d'importants bassins pliocènes ont été surélevés (vallée d'Oued Laou). Cette démarche vise à déterminer le type de champ de déformation associé à cette évolution orogénique. Quatre phases principales de déformation ont été distinguées :

- i) pendant le Miocène inférieur, une phase d'extension radiale affecte les unités métamorphiques, lors de leurs derniers stades d'exhumation, ainsi que leur couverture. En revanche, le chevauchement des formations comprises dans le prisme orogénique (contact zones internes/externes) en avant de la chaîne, résulte d'une compression ~NE/SW ;
- ii) pendant le Miocène moyen, cette même compression ~NE/SW provoque le rétro-charriage des parties externes de la chaîne, vers les parties internes. Cet événement a pu induire le ralentissement du refroidissement des unités de Beni Bousera ;
- iii) pendant le Miocène supérieur, une compression ~NW/SE s'exprime dans l'intégralité des zones internes et induirait l'ouverture de bassins structurés en « pull-apart » ;
- iv) depuis la fin du Miocène, une deuxième période d'extension radiale s'étend sur toutes les zones internes et constitue un des facteurs clés contrôlant le relief actuel.

Pour la première fois, une étude thermochronologique moyenne- et basse-température a été réalisée dans les secteurs de Ceuta et de Cabo Negro, afin de contraindre les mouvements verticaux néogènes (^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas, traces de fission et (U-Th)/He sur apatites). Cette étude a été complétée par les premiers résultats (U-Th)/He sur apatites, obtenus dans le massif de Beni Bousera. Ces données ont permis de confirmer le refroidissement extrêmement rapide dans les unités métamorphiques profondes du Rif, consécutif à l'évènement thermique oligo-miocène et ce, jusqu'à des températures de sub-surface.

Les taux de refroidissement importants estimés sont attribués à la localisation des unités métamorphiques à de faibles profondeurs pendant l'évènement HT-BP. La tectonique extensive affectant ces formations a induit des taux de refroidissement caractérisés par un diachronisme entre les parties Nord et Sud des zones internes rifaines. Après l'exhumation finale des unités métamorphiques, les mouvements verticaux qui affectent les zones internes sont de faible ampleur (moins de 1,5-1 km).

Une comparaison de ces déplacements identifiés dans les zones internes, a pu être effectuée, avec ceux estimés dans le domaine des flyschs (Sud de l'accident de Jebha), grâce aux données (U-Th)/He sur apatites. L'analyse thermochronologique basse-température montre que depuis le Miocène moyen, la vitesse de surrection du secteur au Sud de Jebha a été beaucoup plus rapide que celle déterminée dans les zones internes depuis le Pliocène inférieur. Ces différences de vitesses peuvent être associées à des processus crustaux et mantelliques.

Les corrélations réalisées entre les mouvements verticaux et l'évolution du champ de déformation mettent en évidence le lien existant entre les périodes de mouvements verticaux majeurs (exhumation puis surrection) et les phases d'extension radiale :

- i) les derniers stades d'exhumation des unités métamorphiques, à environ 12-10 km de profondeur, résultent d'un stade d'extension radiale affectant ces formations. Le domaine de collapse s'étend depuis le faciès des Schistes Verts jusqu'au domaine fragile durant l'Aquitano-Burdigalien. Les mouvements extensifs sont limités aux parties superficielles de l'orogène tandis que les parties plus profondes et situées en avant-chaîne sont en compression ;
- ii) une période de surrection lente associée à de l'extension radiale, affecte l'intégralité des zones internes, au moins depuis le Pliocène inférieur. La surrection de la marge est synchrone de la subsidence du bassin d'Alboran.

Des mouvements extensifs comparables à ceux observés dans les zones internes du Rif sont décrits dans la partie occidentale du bassin d'Alboran, ainsi que dans les Bétiques centrales et occidentales. Le partitionnement de la déformation à l'échelle de l'arc de Gibraltar permet à ces secteurs d'être en extension malgré la convergence Afrique-Ibérie. Les mouvements compressifs sont concentrés au niveau des fronts de chevauchements du Rif et des Bétiques et au niveau de la Trans-Alboran Shear Zone.

ABSTRACT

The Rif Chain (Northern Morocco) belongs, with the Betic Cordillera (Southern Spain), to the westernmost part of the Alpine belt. This sector is one of the main targets for the comprehension of vertical movements linked to orogenic processes. The outcropping crustal formations, associated with mantle formations, correspond to the deepest units of the chain exhumed in Ceuta, Cabo Negro and Beni Bousera areas. Previous studies have shown a fast cooling of the internal units during the Late Oligocene-Early Miocene, related to a crustal thinning and rifting of the Alboran Sea. The tectonic processes responsible for the geologic evolution of the region remain a subject of considerable debate. Despite the numerous investigations lead on the Pliocene uplifted deposits in the Rif Chain, the amplitude of the vertical motions subsequent to the period of cooling have never been constrained. This work aims to discuss the geochronology and kinematics involved in the vertical motion of the Rif margin since the Neogene. The thermochronology allowed constraining the timing of the uplifting mechanisms which have led to the emersion of the Rif margin synchronously of a rifting stage in the Alboran basin. What are the implications of this unique case of study on the thermochronological methods?

This work is emphasized with a structural analysis lead in the key sectors. The results allowed providing an overview of the stress field evolution with a theoretical model imaging the successive tectonic phases during the Neogene time span. This study focused on the deepest metamorphic rocks outcrops (Ceuta, Cabo Negro and Beni Bousera) and on the major raised-up Pliocene basins (Oued Laou valley). This work aims to highlight the type of stress field involved in the orogenic evolution. Four main deformation stages have been distinguished:

- i) during the Early Miocene, a radial extension phase affects the superficial part of the exhumed metamorphic complexes and their cover. In contrast, thin-skinned fold and thrust of the units in the foreland areas of the orogenic wedge (internal/external zones boundary), result of a ~NE/SW compression;
- ii) during the Middle Miocene, this ~NE/SW compression induces back-thrusts movements from the external to the internal areas. This event can have induced a slowdown of the cooling in the Beni Bousera units
- iii) during the Late Miocene, a ~NW/SE compression affects the whole internal zones and triggered the opening of pull-apart basins;
- iv) since the Messinian-Lower Pliocene, a second stage of radial extension throughout the internal zones and exerted a fundamental control on the structuration of the present-day relief.

For the first time, a medium- to low-temperature thermochronological study has been realized in order to constrain Neogene vertical movements. The method carried out in Ceuta and Cabo Negro areas used thermochronology (^{40}Ar - ^{39}Ar , apatite fission tracks and apatite (U-Th)/He) and was completed with the first apatite (U-Th)/He data obtained in the Beni Bousera massif. These data provided direct information on the rapid cooling undergone by the deep-seated metamorphic units, subsequently to the Oligo-Miocene thermal event. The unusual fast cooling rates are inferred as resulting from the location of the metamorphic units at shallow depths during the HT-BP event. The extensional tectonic affecting these units have induced diachronous cooling rates between the Northern and Southern areas of the Rif internal zones. Since the final stages of uplift, the vertical motion have affected these areas with a weak magnitude (1.5-1km).

A comparison between the vertical movements determined in the internal zones and estimated in the flysch domain (South of Jebha fault), has been realized on the basis of apatite (U-Th)/He data. These low-temperature thermochronology data have shown a faster uplifting speed in the flysch domain than in the internal zones since the lower Pliocene, attributed to crustal and mantle processes.

The correlations reported between the vertical movements and the evolution of the stress field highlighted the linkage between the main stages of vertical motion (uplift right after exhumation) and extension period with a radial pattern:

- i) the last exhumation stages of the deep-seated metamorphic rocks, up to 12-10 km of depth, were triggered by the radial extension of these units. The collapse extended from the low grade metamorphism (Greenschists facies) to the brittle strata during the Aquitano-Burdigalian times. This extension is expressed in the superficial units, whereas the deepest parts at the front of the Rif chain are undergoing a compression;
- ii) a second uplift stage proceeds at a very slow raising pace and is associated to radial extension in throughout the internal zones since the Lower Pliocene. Uplifting of the margin is synchronous of subsidence in the Alboran basin.

Extensional movements observed in the Rif internal zones are described in the occidental part of the Alboran basin and in central, as well as in the central and western areas of the Betic orogenic system. The stress partitioning at the scale of the Gibraltar arc, allows extension of these sectors despite the global convergent motion of Africa-Iberia. The compression is localized at the front of the Rif and Betic thrusts fronts and along the Trans-Alboran Shear Zone.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	9
Abstract	11
Table des matières	13
Liste des illustrations	18
Liste des tables	26
Chapitre 1 : Problématiques et cadre d'étude	27
1. Contexte général de l'étude	28
2. Mouvements verticaux de la lithosphère	28
2.1. Définitions	28
2.2. Mécanismes induisant les mouvements verticaux	29
2.2.1. Processus contrôlant la surrection et la subsidence	30
2.2.2. Processus contrôlant l'exhumation des roches de HP et UHP	31
2.3. Estimations des mouvements verticaux	32
2.3.1. Mesure des taux de surrection	32
2.3.2. Mesure des taux d'exhumation	32
3. Objectifs et problématiques	33
3.1. Choix de la zone d'étude	33
3.2. Problématiques abordées dans le cadre de cette étude	34
3.3. Approche méthodologique et choix de secteurs d'étude clés	35
Chapitre 2 : Contexte géologique et géodynamique	37
1. Structure actuelle de l'arc de Gibraltar et du bassin d'Alboran	38
1.1. Structure profonde	38
1.1.1. Structure crustale et lithosphérique	38
1.1.2. Tomographie mantellique	39
1.1.3. Néotectonique et sismicité active	40
1.2. Cinématique des plaques et champ de contraintes actuel	42
1.3. Description géologique des grands domaines structuraux	44
1.3.1. Les zones externes	45
1.3.2. La zone des flyschs maghrébins	46
1.3.3. Les zones internes	46
1.3.4. Le bassin d'Alboran	48
1.3.5. Volcanisme de l'arc de Gibraltar	50
2. Évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar	51
2.1. Le modèle de la microplaque d'Alboran	51
2.2. Modèles de délamination crustale	52
2.3. Modèles de retrait du plan de subduction	53
2.4. Limites de ces modèles	55
3. La structure actuelle de la chaîne du Rif	56
3.1. Données géophysiques	56
3.1.1. Données sismiques	56
3.1.2. Gravimétrie	56
3.1.3. Données de flux de chaleur et gradient géothermique	59
3.2. Les principaux domaines structuraux de la chaîne du Rif	60
3.2.1. Les zones externes et les bassins d'avant-pays	60
3.2.1.1. Les bassins d'avant-pays	61
3.2.1.2. Prérif	62
3.2.1.3. Sousrif	62
3.2.1.3.1. Le Mésorif	62
3.2.1.3.2. L'Intrarif	63
3.2.2. Les flyschs maghrébins	64
3.2.2.1. Les nappes maurétaniennes	64
3.2.2.2. Les nappes massyliennes	64

3.2.3. Les zones internes	65
3.2.3.1. La Dorsale Calcaire et le domaine prédorsalien	66
3.2.3.2. Le complexe des Ghomarides/Malaguides	66
3.2.3.3. Le complexe des Sebtides/Alpujarrides	66
3.2.3.3.1. Les Sebtides supérieures ou unités de Federico	67
3.2.3.3.2. Les Sebtides inférieures	68
3.2.3.4. Dépôts tertiaires et plio-quaternaires	68
3.2.3.4.1. Formations oligo-miocènes	68
3.2.3.4.1.1. La formation Fnidek-Ciudad Granada	68
3.2.3.4.1.2. La formation de Sidi Abdeslam-Viñuela	69
3.2.3.4.1.3. Relations entre les deux séries	70
3.2.3.4.2. Crise de Salinité Messinienne et dépôts plio-quaternaires	70
3.2.3.4.2.1. La Crise de Salinité Messinienne	70
3.2.3.4.2.2. Les formations pliocènes du Rif interne	71
3.2.3.4.2.3. Terrasses marines quaternaires et mouvements verticaux récents	72
Chapitre 3 : Méthodologie – Thermochronologie moyenne- et basse- température	75
1. Datation ^{40}Ar-^{39}Ar	76
1.1. Calcul de l'âge	76
1.2. Représentation des données	78
1.2.1. Spectres d'âges et âges plateau	78
1.2.2. Diagramme isochrone inverse	79
1.3. Appareillage	79
2. Datation (U-Th)/He sur apatites	81
2.1. Calcul de l'âge	81
2.2. Méthodes de préparation des échantillons et d'analyse, appareillage utilisé	83
3. Signification des âges	85
3.1. Diffusion thermique, fermeture du système isotopique	85
3.1.1. La diffusion thermique	85
3.1.2. La fermeture du système isotopique (rétention des isotopes et des traces de fission)	86
3.2. Notion de Zone de Rétention Partielle (ZRP) et paramètres influençant la température de fermeture	86
4. Modélisation de trajets de refroidissement à partir de données traces de fission et (U-Th)/He	88
4.1. Analyse de la distribution des longueurs de traces	88
4.2. Modélisation de la diffusion de l'He	88
4.3. Modélisation de l'histoire thermique	89
Chapitre 4 : Mouvements verticaux néogènes dans les secteurs de Ceuta et Cabo Negro	91
1. Introduction	92
2. Les travaux antérieurs	93
2.1. La presqu'île de Ceuta	93
2.2. La presqu'île de Cabo Negro	94
3. Analyse structurale	95
3.1. La presqu'île de Ceuta	95
3.1.1. Description lithologique et structurale	95
3.1.2. Caractérisation des champs de déformation superposés	97
3.1.2.1. Le champ de déformation D_1 : extension et exhumation	97
3.1.2.2. Le champ de déformation D_2 : compression E/W	101
3.1.2.3. Le champ de déformation D_3 : compression N/S	102
3.1.2.4. Le champ de déformation D_4 : extension radiale	102
3.1.3. Évolution du champ de déformation sur la presqu'île de Ceuta	103
3.2. La presqu'île de Cabo Negro	104
3.2.1. Description lithologique et structurale	104
3.2.2. Caractérisation des champs de déformation superposés	107
3.2.2.1. Le champ de déformation D_1 : extension et exhumation des unités	107
3.2.2.2. Deuxième champ de déformation (phase D_3) : compression N/S	107
3.2.2.3. Troisième champ de déformation (phase D_4) : extension radiale	107
3.2.3. Évolution du champ de déformation sur la presqu'île de Cabo Negro	110

3.3.	Discussion	111
3.3.1.	Les dépôts aquitano-burdigaliens	111
3.3.1.1.	Bassin de Fnidek	111
3.3.1.2.	Les klippes du Jebel Zem-Zem et de Riffyine	112
3.3.2.	Intégration de ces données dans le schéma d'évolution du champ de déformation proposé	113
3.	Histoire thermique des massifs de Ceuta et Cabo Negro	113
3.1.	Stratégie d'étude	113
3.1.1.	Presqu'île de Ceuta	113
3.1.2.	Presqu'île de Cabo Negro	114
3.2.	Thermochronologie moyenne- et basse-température	114
3.2.1.	Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas	114
3.2.1.1.	La presqu'île de Ceuta	114
3.2.1.1.1.	Les orthogneiss du Monte Hacho	114
3.2.1.1.2.	Les unités de paragneiss de Ceuta	117
3.2.1.1.3.	Zones de cisaillement ductile de la phase D ₁	118
3.2.1.2.	La presqu'île de Cabo Negro	120
3.2.1.2.1.	Les orthogneiss de Cabo Negro	120
3.2.1.2.2.	Les paragneiss de Cabo Negro	120
3.2.2.	Datation traces de fission sur apatites	121
3.2.2.1.	* La presqu'île de Ceuta	121
3.2.2.2.	La presqu'île de Cabo Negro	122
3.2.3.	Datation (U-Th)/He sur apatites	123
3.2.3.1.	La presqu'île de Ceuta	125
3.2.3.2.	La presqu'île de Cabo Negro	126
3.3.	Modélisations de trajet de refroidissement	127
3.4.	Discussion et interprétation	129
4.	Conclusions	132
Chapitre 5 :	Mouvements verticaux néogènes dans les secteurs de Beni Bousera et Oued Laou	137
1.	Travaux antérieurs	138
1.1.	Les Sebtides inférieures	138
1.1.1.	Les unités de Filali	138
1.1.2.	Les unités de Beni Bousera	139
1.1.3.	Évolution P-T	140
1.1.4.	Géochronologie	141
1.2.	Les bassins sédimentaires	142
1.2.1.	Dépôts aquitano-burdigaliens	142
1.2.2.	Dépôts plio-quaternaires	142
2.	Évolution structurale néogène des unités internes du Rif entre Tétouan et Jebha	143
2.1.	De Tétouan au Cap Zaouia	143
2.1.1.	Analyse des données structurales	143
2.1.1.1.	Premier champ de déformation (D ₂) : mise en place des nappes dans la Dorsale Calcaire	143
2.1.1.2.	Le champ de déformation D ₃ : serrage N/S	145
2.1.1.3.	Le champ de déformation D ₄ : extension radiale	147
2.1.2.	Évolution du champ de déformation de Tétouan au Cap Zaouia	149
2.2.	Le massif de Beni Bousera	151
2.2.1.	Analyse des données structurales	151
2.2.1.1.	Le champ de déformation D ₁ : exhumation des Sebtides inférieures et extension radiale	151
2.2.1.2.	Champ de déformation D ₂ : serrage ~ NE/SW	157
2.2.1.3.	Champ de déformation D ₃ : serrage ~N/S	158
2.2.1.4.	Champ de déformation D ₄ : extension radiale	159
2.2.2.	Évolution du champ de déformation dans la zone de Beni Bousera	161
3.	Mouvements verticaux néogènes dans la partie Sud des zones internes	163
3.1.	Abstract	164

3.2.	Introduction	164
3.3.	Geological and geodynamic setting	166
3.4.	Materials and methods	169
3.4.1.	AHe thermochronometry	169
3.4.2.	Biostratigraphy	170
3.4.3.	Estimation of uplift amounts and rates	171
3.5.	Results	171
3.5.1.	Low-temperature thermochronometry	171
3.5.2.	Thermal modeling	173
3.5.3.	Pliocene basins	175
3.5.3.1.	The Oued Laou palaeo-ria	175
3.5.3.2.	The Tetouan-Martil palaeo-ria	180
3.5.3.3.	Oueds Tighissasse and M'Ter palaeo-rias	182
3.6.	Discussion	182
3.6.1.	Miocene thermal history	182
3.6.2.	Differential uplift and tilt of early Pliocene deposits	185
3.7.	Conclusion	188
3.8.	Acknowledgements	188
3.9.	References	189
4.	Datation de la zone de failles d'Aaraben	195
4.1.	Description de la zone de failles d'Aaraben	195
4.2.	Datation $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	195
4.3.	Interprétation de l'âge obtenu	197
5.	Le jeu néogène de la faille de Jebha	199
5.1.	Travaux antérieurs	199
5.1.1.	L'accident de Jebha	199
5.1.2.	Histoire thermique des flyschs de Tisirène	199
5.2.	Histoire du refroidissement néogène des flyschs au Sud de Jebha	200
5.2.1.	Résultats (U-Th)/He sur apatites	200
5.2.2.	Interprétation et discussion des résultats	202
5.2.2.1.	Histoire de refroidissement et surrection des flyschs de Tisirène	202
5.2.2.2.	Rôle de la faille de Jebha dans les mouvements verticaux de la chaîne du Rif	203
6.	Exhumation et surrection néogène de la partie Sud des zones internes	203
Chapitre 6 : Évolution du champ de déformation et des mouvements verticaux néogènes dans la chaîne du Rif		205
1.	Évolution néogène du champ de déformation et de la surrection de la chaîne du Rif entre Ceuta et Jebha	206
1.1.	Structure et évolution actuelle des zones internes de la chaîne du Rif	206
1.2.	Mouvements verticaux néogènes	206
1.2.1.	Évolution du refroidissement	206
1.2.1.1.	Les Sebtides inférieures	206
1.2.1.2.	Les flyschs de Tisirène	211
1.2.1.3.	Implications pour la Crise de Salinité Messinienne	211
1.2.1.4.	Comparaison de l'utilisation de la méthode (U-Th)/He dans des roches métamorphiques et dans des roches détritiques	211
1.2.2.	Mouvements verticaux post-miocènes dans les zones internes	212
1.2.3.	Synthèse	212
1.3.	Corrélations entre champs de déformation et mouvements verticaux et horizontaux dans les zones internes rifaines	213
1.3.1.	Exhumation aquitano-burdigalienne et extension radiale (D_1)	214
1.3.2.	Raccourcissement et plissement de la chaîne (phase D_2)	215
1.3.3.	Serrage ~N/S régional et surrection des flyschs (D_3)	217
1.3.4.	Surrection du Miocène supérieur à l'actuel et extension radiale (D_4)	218
1.4.	Conclusions	220
1.4.1.	Évolution structurale des zones internes rifaines	220
1.4.2.	Évolution du champ de déformation et rotations paléomagnétiques	220

1.4.3. Migration des champs de déformation	223
2. Corrélations à l'échelle de la chaîne du Rif et de l'arc de Gibraltar	223
2.1. Mouvements verticaux néogènes dans l'arc de Gibraltar	223
2.1.1. Surrection des unités métamorphiques de l'arc de Gibraltar	223
2.1.1.1. Refroidissement et surrection des Sebtides et Alpujarrides	223
2.1.1.2. Comparaison avec les unités de l'Est de l'arc de Gibraltar	225
2.1.2. Apports de l'analyse des bassins sédimentaires dans le Rif, les Bétiques et le bassin d'Alboran	226
2.2. Partitionnement de la déformation actuelle dans l'arc de Gibraltar	227
3. Implications pour l'évolution géodynamique	228
3.1. Apports à la compréhension de l'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar	228
3.2. Intégration dans les modèles d'évolution géodynamique actuels	229
3.3. Implications pour l'estimation des mouvements verticaux par thermochronologie	232
Liste des références bibliographiques	236
Annexes	258
Annexe 1 : Méthode de datation par traces de fission sur apatites	259
Annexe 2 : Données d'abondances relatives utilisées pour le calcul des âges ^{40}Ar - ^{39}Ar	262

LISTE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1 : Mouvements verticaux de la lithosphère : mécanismes de subsidence et de surrection à l'échelle des plaques tectoniques. M : base de la croûte ; LAB : Lithosphere-Asthenosphere Boundary (Limite Lithosphère-Asthénosphère). Les échelles horizontale et verticale ne sont pas les mêmes et les épaisseurs de la croûte et de la lithosphère ne sont pas à l'échelle (Teixell, 2009).	30
Figure 2 : Carte illustrant le contexte tectonique dans le domaine méditerranéen (Faccenna et al., 2014)	34
Figure 3 : Carte sismotectonique et topographique/bathymétrique de la terminaison occidentale de la Méditerranée (Vernant et al., 2010). Les lignes noires sont les grandes failles cartées. Trois géométries de limites de plaques sont illustrées en rouge (Klitgord et Schouten, 1986), vert (Bird, 2003) et bleu (Gutscher 2004). Les mécanismes au foyer proviennent du catalogue Harvard (magnitudes 5-6,5 ; 1976-2008). La localisation des épicentres provient du catalogue du National Earthquake Information Center avec des magnitudes de 3 à 6,5 (1976-2008). MA : Middle Atlas ; Alb : Alboran Sea.	39
Figure 4 : A - Carte géologique de l'arc de Gibraltar et des structures mantelliques sous-jacentes issues des données de tomographie sismique. Les flèches indiquent les taux de surrection des bassins intramontagneux de la chaîne bético-rifaine et l'âge de la transition entre sédimentation marine et continentale. Les points blancs localisent les épicentres des séismes utilisés pour l'inversion tomographique et les flèches bleues indiquent les probables voies de communication entre l'Atlantique et la Méditerranée. B - Schéma interprétatif. Le T localise le point de déchirement lithosphérique proposé (Garcia-Castellanos et Villaseñor, 2011)	40
Figure 5 : Carte de la tectonique active d'Alboran et du Golfe de Cadix (Platt et al., 2013). Les lignes noires indiquent les fronts de chevauchement actifs au Miocène moyen. Le tracé violet indique le front de chevauchement actuel et l'étendue du prisme d'accrétion dans le Golfe de Cadix. Localisation des séismes de M > 4 de 1901 à 1964. Les flèches rouges correspondent au champ de vitesse des plaques par rapport à l'Afrique (Koulali et al., 2011). Les failles SWIM sont tirées de Zitellini et al. (2009). CF : Crevillente Fault ; GB : Gorringe Bank ; GF : Gloria Fault ; HF : Horseshoe Fault ; LF : Lorca Fault ; NF : Nekor Fault ; PF : Palomares Fault ; YF : Yussuf Fault.	41
Figure 6 : A : Carte tectonique de l'Ibérie et du Maroc, modifiée à partir d'Armijo et al., 1986 et Koulali et al., 2011. H.F.Z. : Horseshoe Fracture Zone. B : Distribution de la sismicité (catalogue NEIC, 1976-2010) et mécanismes au foyer CMT (1976-2011). C : Champ de vitesse en prenant la plaque eurasiennne comme référence. D : Modèle cinématique (d'après Koulali et al., 2011). Les flèches bleues indiquent les mouvements de bloc par rapport à l'Eurasie. Les doubles flèches rouges indiquent le déplacement relatif accommodé le long d'une « limite ». Les nombres isolés (rouges) indiquent le déplacement possible le long d'une faille. Les points d'interrogation indiquent les limites de plaques hypothétiques. E : Idem que C mais avec la plaque africaine comme référence. F : Idem que D mais les flèches bleues indiquent le déplacement des blocs par rapport à la plaque africaine (Nocquet, 2012).	43
Figure 7 : Carte illustrant la variation de l'épaisseur crustale dans l'arc de Gibraltar et synthèse des régimes de contraintes locaux. Les lignes vertes dessinent les dépocentres majeurs (Fernandez-Ibanez et al., 2007). NF : normal faulting ; NS : predominantly normal faulting with strike-slip component ; TF : thrust faulting ; TS : predominantly thrust faulting with strike-slip component ; U : unknown stress regime ; AB : Algerian Basin ; AR : Alboran Ridge ; EAB : East Alboran Basin ; SAB : South Alboran Basin ; WAB : Western Alboran Basin.	44
Figure 8 : Carte structurale du bassin d'Alboran et de l'orogène bético-rifain (modifiée d'après Comas et al., 1999 et Martinez-Garcia et al., 2011). AR : Alboran Ridge ; CF : Carboneras Fault ; CTF : Cap des Trois Fourches ; JF : Jebha Fault ; NF : Nekor Fault ; TASZ : Trans-Alboran Shear Zone ; YR : Yussuf Ridge	45
Figure 9 : Coupe conceptuelle (pas à l'échelle) synthétisant les relations structurales entre les différentes nappes de charriage de l'intérieur à l'extérieur de la chaîne bético-rifaine (Vergés et Fernandez, 2012).	46
Figure 10 : Tableau synthétisant l'évolution des événements tectoniques, volcaniques et sédimentaires dans le bassin d'Alboran (Comas et al., 1999).	49
Figure 11 : Modèle d'évolution géodynamique de la microplaque d'Alboran du Crétacé supérieur au Tortonien (modifié d'après Leblanc et Olivier, 1984).	51
Figure 12 : Modèle d'évolution géodynamique faisant intervenir des processus de délamination crustale (Platt et al., 2006). A : Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran à l'Éocène ; B : Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran au Miocène ; C : Coupe lithosphérique schématisée localisée sur la figure B.	53
Figure 13 : Modèle d'évolution géodynamique de la Méditerranée en cinq étapes (Faccenna et al., 2014). Les lignes rouges indiquent les subductions actives. Les volcans rouges et bleus indiquent la position des volcans	

orogéniques (calco-alcalins) et anorogéniques (alcalins et shoshonitiques). Les secteurs jaunes représentent les zones en extension, et les flèches indiquent la direction d'étirement.	54
Figure 14 : Carte topographique de la Méditerranée occidentale avec la localisation des séismes (points rouges) et la distribution des terrains métamorphiques HP dans l'arc bético-rifain (zones oranges) et dans la chaîne du Tell (zones marrons). Les lignes blanches continues illustrent la géométrie des systèmes orogéniques arqués. Les lignes blanches en pointillés illustrent les zones transformantes actives ou inactives séparant les Alpes des Apennins et des Kabylies. La ligne rouge le long de la marge Nord-africaine représente l'inversion tectonique de la marge (Strzermyski et al., 2010 ; Mauffret, 2007). GB : Guadalquivir Bank ; GiF : Gibraltar Faults ; GR : Gorringe Ridge. D'après Vergès et Fernandez (2012).	55
Figure 15 : Cartes de la profondeur du Moho dans le Nord du Maroc à partir de deux méthodes de calcul différentes (Mancilla et al., 2012). Les triangles représentent la position des stations, les traits gras sont les principales failles de la Trans-Alboran Shear Zone. Mancilla et al. (2012) affirment que le modèle B est le plus cohérent.	56
Figure 16 : A- Anomalies gravimétriques de Bouguer mesurées, à partir de la base de données du BGI (Bureau Gravimétrique International) ; B- Anomalie gravimétrique de Bouguer modélisée à partir des données de profondeur du Moho. Les triangles correspondent aux stations sismiques ayant servi aux calculs de profondeur du Moho (Mancilla et al., 2012). ; C- Anomalies de Bouguer résiduelles (anomalies observées – anomalies modélisées). Les lignes noires sont les failles majeures du Rif. Modifiée d'après Petit et al. (en révision).	58
Figure 17 : Carte du gradient géothermique du Maroc. Les points blancs localisent les forages (Zarhloule, 2004).	59
Figure 18 : Carte structural de la chaîne du Rif (modifiée d'après Negro et al., 2008)	60
Figure 19 : Coupe de la chaîne du Rif à l'échelle crustale (d'après Michard et al., 2002) avec l'âge des contacts majeurs d'après les données bibliographiques.	61
Figure 20 : Carte structurale des zones internes du Rif (modifiée d'après les cartes structurale et géologique du Rif au 1/500 000 (Suter, 1980).	65
Figure 21 : Schéma tectono-sédimentaire des formations oligo-miocènes transgressives sur les zones internes de l'arc de Gibraltar. 1 : Brèches ; 2 : Conglomérats ; 3 : Grès ; 4 : Pérites rougeâtres ; 5 : Marnes siliceuses ; 6 : Silixites ; 7 : Pérites brunes ; 8 : Gros blocs. D'après Serrano et al. (2006).	69
Figure 22 : Photographie NASA de la Méditerranée occidentale modifiée pour illustrer les voies de communications entre l'Atlantique et la Méditerranée il y a ~8 Ma, basée sur la distribution des dépôts et récifs du Miocène supérieur (Duggen et al., 2003).	71
Figure 23 : Carte des principales unités structurales de l'arc de Gibraltar et position des rias pliocènes (Loget et Van Den Driessche, 2006)	72
Figure 24 : Schéma structural de l'arc de Gibraltar avec la position approximative des terrasses marines. Modifiée d'après El Kadiri et al. (2010).	73
Figure 25 : Séries de désintégration radioactives pouvant avoir lieu lors de l'irradiation (e.g. McDougall et Harrison, 1999)	77
Figure 26 : Les diagrammes du haut illustrent la concentration en ^{40}Ar et ^{39}Ar à travers un minéral idéal et les diagrammes du bas représentent les spectres ^{40}Ar - ^{39}Ar correspondants (Harrison et Zeitler, 2005). (a) Le fonctionnement en système clos depuis la cristallisation initiale et le refroidissement rapide donnent des spectres d'âges plats. (b) Perte d' ^{40}Ar par diffusion durant des périodes récentes. (c) Perte d' ^{40}Ar lors d'un ancien événement avec accumulation uniforme d' ^{40}Ar consécutive. L'âge de l'événement ayant induit la perte par diffusion est donné par l'intercept à 0% d' ^{39}Ar et l'âge minimum de la formation du cristal est donné par le dernier âge mesuré.	79
Figure 27 : A – Ligne d'extraction de l'argon reliée au spectromètre de type MAP 215-50 du laboratoire Géosciences Montpellier ; B – Porte-échantillon de cette même ligne d'extraction.	80
Figure 28 : A – Ligne d'extraction de l'argon reliée au spectromètre de type Argus VI (Thermo-Fisher) du laboratoire Géosciences Montpellier ; B – Porte-échantillon de cette même ligne d'extraction. C – Zoom sur la ligne d'extraction entre le porte-échantillon et le spectromètre.	81
Figure 29 : Schéma de l'effet de l'éjection des particules α sur la rétention de l'He dans un minéral d'apatite (Sanchez, 2010 modifié d'après Farley et al., 2002). En haut : phénomènes possibles à l'intérieur d'un minéral d'apatite : la rétention, l'implantation et l'éjection d'He. « U » correspond aux sites de l'élément parent U ou Th et les sphères grisées représentent le diamètre maximum d'éjection des particules α lors de la désintégration. En bas : variations de la rétention d'He des bordures au cœur d'un grain d'apatite (Farley et al., 2002 d'après Farley et al., 1996).	83

Figure 30 : A – Plan schématique de la ligne d'extraction de l'hélium. V1 à V6 correspondent aux différentes vannes qui contrôlent le pompage de la ligne ; B – Ligne d'extraction de l'hélium du laboratoire Géosciences Montpellier ; C – Porte-échantillon cuivre sous ultravide.	85
Figure 31 : Zones de Rétention Partielle et Zones de Cicatrisation Partielle des thermochronomètres argon sur micas, traces de fission sur zircons et apatites et (U-Th)/He sur apatites (voir références dans le texte).	87
Figure 32 : Carte structurale des zones internes comprises entre Tétouan et Ceuta (modifiée d'après les cartes géologiques au 1/50 000 de Ceuta et de Tétouan-Ras Mazari ; Kornprobst et Durand-Delga, 1985).	92
Figure 33 : Coupe de Ceuta selon Kornprobst (1962). a : orthogneiss du Monte Hacho ; b : écaïlle de péridotites ; c : unité supérieure de Ceuta ; d : micaschistes gris-jaunâtres.	93
Figure 34 : Coupe de Cabo Negro (Ras Tarf) selon Kornprobst (1974).	95
Figure 35 : Carte des foliations et structures ductiles de la presqu'île de Ceuta. Le trait AB représente le trait de coupe de la Figure 36.	95
Figure 36 : Coupe ENE/WSW de la presqu'île de Ceuta illustrant la déformation ductile et fragile (modifiée d'après Homonnay, 2014).	96
Figure 37 : A – Panorama depuis le Monte Hacho (depuis station 5) vers l'écaïlle de péridotites et l'unité des paragneiss sus-jacente. B – Panorama depuis les paragneiss (depuis station 3) vers le Monte Hacho. La superposition des trois unités principale peut être observée. C (station 3) – Failles normales fragiles reprenant une zone de cisaillement normal du faciès des Schistes Verts (phases D ₁ et D ₄).	97
Figure 38 : Carte structurale de Ceuta avec la position des stations de mesures micro-tectoniques.	98
Figure 39 : Ultramylonite d'orthogneiss au contact avec les péridotites. A – (en plan) Plan de foliation ultramylonitique avec des linéations d'étirement soulignées par les muscovites dans le faciès des Schistes Verts. B – Critères de cisaillement ductile (rotation et alignement des feldspaths. Des structures C/C' sont visibles et indiquent un jeu normal.	99
Figure 40 : A et B – Zones de cisaillement normal du faciès des Schistes Verts recoupant la foliation du faciès des Amphibolites des paragneiss (phase D ₁). C et D – Structures S/C affectant l'orthogneiss du Monte Hacho dans le faciès des Schistes Verts. Les critères de cisaillement indiquent un jeu normal.	100
Figure 41 (station 6) : A – Failles décrochantes ~NE/SW et ~E/W respectivement sénestres et dextres (phase D ₃). B - Failles ~NE/SW sénestres associées à des failles ~WNW/ESE normales à composante dextre (phase D ₃).	101
Figure 42 : A (station 9) et B (station 17) : Failles normales ~E/W en queue de cheval faisant effondrer le compartiment Nord du Monte Hacho par rapport au compartiment Sud (phase D ₄) ; C (station 4) : Failles normales fragiles ductiles reprises dans le domaine fragile (phase D ₁ et peut-être D ₄) ; D (station 8) : Zone cataclasée ~N/S jouant en faille normale qui effondre le bloc Est du Monte Hacho par rapport au bloc Ouest (phase D ₄).	102
Figure 43 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007).	104
Figure 44 : Carte des structures ductiles de la presqu'île de Cabo Negro et coupes à travers le massif.	105
Figure 45 : A – Panorama montrant les affleurements d'orthogneiss au Sud de Cabo Negro avec vue vers Tétouan ; B – Orthogneiss migmatitique avec foliation soulignée par les minéraux de cordiérite ; C – Orthogneiss avec poche de fusion migmatitique.	106
Figure 46 : Coupe ENE/WSW de la presqu'île de Cabo Negro, illustrant les structures ductiles et fragiles.	107
Figure 47 : Carte de Cabo Negro avec la position des stations de mesures micro-tectoniques.	108
Figure 48 : A et B (station 1) : Failles normales NE/SW remplies de gouges visibles au port de M'Diq (phase D ₁) ; C (station 7) : Failles normales NW/SE visible à la bordure S de Cabo Negro (phase D ₁ et peut-être D ₄) ; D (station 5) : Miroir de faille NE/SW présentant des stries indiquant un jeu décrochant sénestre (phase D ₃) recoupées par des stries indiquant un jeu normal (phase D ₄).	109
Figure 49 (station 1) : Panorama vers les falaises du massif de Cabo Negro au-dessus du port de M'Diq. Des failles normales fragiles ~N/S effondrent le compartiment Ouest par rapport à l'Est.	110
Figure 50 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007).	111
Figure 51 : A - Contexte géologique général de l'Arc de Gibraltar. B - Carte de localisation des principaux affleurements de la couverture oligo-miocène au Nord de Tétouan. C - Coupes illustrant les relations entre les formations oligo-miocènes et leur socle paléozoïque (Hlila et al., 2008).	112
Figure 52 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones obtenus dans les orthogneiss du Monte Hacho.	116

Figure 53 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones inverses obtenus dans les paragneiss de Ceuta. _____	117
Figure 54 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones obtenus pour les zones mylonitiques et ultramylonitiques de Ceuta. _____	119
Figure 55 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones obtenus sur la presqu'île de Cabo Negro. _____	121
Figure 56 : A- Distribution des longueurs de traces dans l'échantillon SEB12-06 ; B - Diagramme radial montrant la distribution des âges AFT de l'échantillon SEB12-06. _____	122
Figure 57 : A- Distribution des longueurs de traces dans l'échantillon M10-01 ; B - Diagramme radial montrant la distribution des âges AFT de l'échantillon M10-01. _____	123
Figure 58 : Carte de Ceuta avec l'ensemble des données thermochronologiques obtenues au cours de cette étude. _____	125
Figure 59 : Carte de Cabo Negro avec l'ensemble des données thermochronologiques obtenues au cours de cette étude. _____	126
Figure 60 : A et B : Diagrammes de fréquence des AHe individuels à Ceuta et Cabo Negro. Les courbes bleues représentent l'ensemble des données ; les orange représentent les données obtenues dans les orthogneiss et les vertes celles obtenues dans les paragneiss ; C et D : Diagrammes [eU] en fonction des âges AHe individuels à Ceuta et Cabo Negro ; E et F : Diagrammes Th/U en fonction des âges AHe individuels obtenus à Ceuta et Cabo Negro. Les points orange correspondent aux orthogneiss et les points verts correspondent aux paragneiss. _	127
Figure 61 : Modélisations thermiques avec le logiciel QTQt (Gallagher et al., 2009), à partir des âges traces de fissions et (U-Th)/He sur apatites obtenus sur l'échantillon SEB12-06. A – Modèle utilisant uniquement les AFT. B – Modèle utilisant les AFT et 3 âges AHe. C – Modèle utilisant les AFT, 3 âges AHe et avec une contrainte correspondant aux âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus. _____	128
Figure 62 : Modélisations thermiques avec le logiciel QTQt (Gallagher et al., 2009), à partir des âges traces de fissions et (U-Th)/He sur apatites obtenus sur l'échantillon M10-01. A – Modèle utilisant uniquement les AFT. B – Modèle utilisant les AFT et 3 âges AHe. C – Modèle utilisant les AFT, 3 âges AHe et avec une contrainte correspondant aux âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus. _____	129
Figure 63 : Trajets température-temps des unités d'orthogneiss et paragneiss dans les zones de Ceuta et Cabo Negro. _____	130
Figure 64 : Blocs-diagramme schématiques illustrant le modèle d'évolution de l'exhumation des unités de Ceuta et du Monte Hacho à l'Aquitano-Burdigalien. Les paléo-isothermes sont marqués par un important gradient géothermique durant la période 23-20 Ma. _____	131
Figure 65 : Coupe E/W du Rif interne au niveau de Ceuta (modifiée d'après Suter et al., 1980). Pour la légende de la carte des zones internes, voir Figure 20. _____	132
Figure 66 : Tableau récapitulatif de l'évolution du champ de déformation et du refroidissement dans les secteurs de Ceuta et Cabo Negro. 1 : Refroidissement des orthogneiss du Monte Hacho ; 2 : refroidissement des paragneiss de Ceuta ; 3 : refroidissement des paragneiss de Cabo Negro. Les failles en traits pleins indiquent les directions préférentielles, et les failles en pointillés indiquent les directions mineures. _____	135
Figure 67 : A - Carte structurale de l'antiforme de Beni Bousera (Michard et al., 2006). B - Pile litho-stratigraphique des unités des Sebtides dans la zone de Beni Bousera (Negro, 2005). _____	139
Figure 68 : Coupe du massif de Beni Bousera proposée par Kornprobst (1974). F : Faille d'Aaraben. _____	140
Figure 69 : Carte structurale de la vallée d'Oued Laou. _____	144
Figure 70 : Panorama sur la vallée d'Oued Laou et le contact chevauchant des Sebtides supérieures sur la Dorsale Calcaire. _____	145
Figure 71 : A (station 1) - Failles inverses accommodant le rétrochevauchement dans la Dorsale vers Talembote (phase D ₂) ; B (station 7) - Failles normales ~E/W à faible et fort pendages dans la Dorsale vers Tirinense (phase D ₄) ; C (station 4) - Panorama avec miroir décimétrique de faille décrochante ~NE/SW dans les gorges d'Oued Laou et localisation de la photographie D (phase D ₃) ; D (station 5) - Agrandissement du miroir de faille de la photographie C avec stries sub-horizontales indiquant un jeu décrochant (phase D ₃). Erreur ! Signet non défini.	
Figure 72 (station 3) : A - Miroir de faille N30-N40 présentant des stries horizontales et un jeu sénestre (phase D ₃) ; B - Stries verticales présentant un jeu normal (phase D ₄) recoupant les stries horizontales. _____	147
Figure 73 : (station 9) : A – Panorama sur les bassins de Tamrabete et de Tirinense. B et C - Faille ~E/W syn-sédimentaires à jeu normal apparent recoupant les marnes au S du bassin de Tirinense (phase D ₄). _____	148
Figure 74 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007). _____	150
Figure 75 : Coupe NE/SW au niveau de la vallée de l'Oued Laou réinterprétée à partir de celle de Kornprobst et Wildi (1979). Pour la légende de la carte des zones internes, voir Figure 20. _____	151

Figure 76 : Carte des structures ductiles et fragiles-ductiles dans le secteur de Beni Bousera.	152
Figure 77 : A (station 14) - Zone de cisaillement ductile à jeu normal dans le faciès Schistes Verts avec injections de granites et localisation de la photo B ; B (station 14) - Zoom de la photo A montrant les relations structurales entre les granites et les accidents normaux ; C (station 11) - Granite pegmatitique injecté dans une faille normale NE/SW; D (station 8) - Failles normales synchrones à l'injection des granites et reprises en failles dextres à composante inverse tardivement.	153
Figure 78: Carte des structures fragiles et localisation des sites micro-tectoniques dans le secteur de Beni Bousera.	154
Figure 79 (station 10) : A – Panorama vers la rive gauche de l'Oued Jenane Nicht montrant la faille majeure d'Aaraben. B – Zoom sur la zone de cataclasites de la faille d'Aaraben qui met au contact les péridotites au SE et les Ghomarides au NW.	155
Figure 80 : A (station 3) - Réseau de failles normales en « queue de cheval », orientées N40 à N75, qui affectent les kinzigites à l'Est de Bou Ahmed. Toutes ces failles sont injectées de filons granitiques (phase D ₁). B – Granite injecté dans une faille normale orientée N40 présentant des critères de cisaillement qui indiquent un jeu normal. C (station 11) – Failles normales injectées de granites au cœur du massif péridotitique (phase D ₁). D (station 11) - Granite affecté par des failles normales (phase D ₁ et/ou D ₄).	156
Figure 81 : Rose-diagramme représentant les orientations des failles remplies de granites dans les péridotites et granulites de Beni Bousera.	157
Figure 82 (station 1) : Faille inverse ~NW/SE déformant un granite (phase D ₂).	158
Figure 83 (station 5) : Miroir de faille normale dans les péridotites le long de la côte.	159
Figure 84 : A (station 8) : Faille normale fragile surimposée à une ultramylonite du faciès schiste vert et stries associées ; B (station 6) : Miroir de faille récente décimétrique provoquant le soulèvement de la vallée perchée et stries associées ; C (station 9) : Faille normale N75 recoupée par une faille normale N40 ; D (station 8) : Faille N30 recoupée par une faille normale N0.	160
Figure 85 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007).	162
Figure 86 : Coupe ENE/WSW, parallèle à l'accident de Jebha, au niveau de Beni Bousera et de Ras Aaraben, réinterprétée à partir de celle de Suter et al. (1980). Pour la légende de la carte des zones internes, voir Figure 20.	163
Figure 87: Structural map of the Alboran basin and Rif-Betic orogen (modified after Comas et al., 1999 and Martínez-García et al., 2011) showing the location of studied areas. AR: Alboran Ridge; CF: Carboneras Fault; JF: Jebha Fault; NF: Nekor Fault; TASZ: Trans-Alboran Shear Zone; YR: Yussuf Ridge.	165
Figure 88: Geological map of the Beni Bousera massif (modified after Rif 1/50 000 geological map, Bou Ahmed sheet, Editions du Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires N.290, Rabat, Morocco, 1975). Average ZFT and AFT ages are plot in blue (Azdimousa et al., 2013) and weighted mean average AHe ages are plot in black (this study, see Table 4). Location of Figure 96 is shown.	167
Figure 89: (U-Th)/He ages of the Beni Bousera area plotted vs. elevation. Empty circles are ages older than AFT ages and full circles are data younger than AFT ages (Azdimousa et al., 2013). (A) and (B) are AHe ages plotted vs. [eU] for samples between 0 and 20 m above the sea-level (A) and for samples between 875 and 915 m above the sea-level (B).	173
Figure 90: Thermal modeling of apatite fission track data using the QTQt software (Gallagher et al., 2009). Graphs show in (A) the probability of the cooling path for Ri-16 AFT (Azdimousa et al., 2013) only and in (B) and (C) the probability of the cooling path for Ri-16 AFT together M-10-08 and M-10-09 AHe ages (this work). The continuous black lines are the lower and upper limits of the 2σ confidence interval and the best-fit model. The gray-shaded rectangle correspond to the constraints applied to the model by the age of oldest Neogene sediments resting upon the Sebtide units (A–D; this work), the ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar data on biotite (C and D; Michard et al., 2006) and the ZFT ages (C and D; Azdimousa et al., 2013). The horizontal dotted lines indicate the limits of the PAZ and the dashed-dotted lines the limits of the PRZ. Graph (C) shows the thermal history for Ri-16 AFT together with the 7 AHe ages along the altitudinal profile (Figure 88). It is represented as the average of all the models sampled. Blue and red lines (merged) represent the uppermost and lowermost sample thermal history, respectively. 95% credible intervals are drawn in magenta. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article).	174
Figure 91: Geological map of the Oued Laou area (modified after Rif 1/50 000 geological map, Talembote sheet, Editions du Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires N.289, Rabat, Morocco, 1975) showing the Oued Laou and Tirinasse Pliocene basins and principal geological structures. Red dots are samples used for	

biostratigraphic studies. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)	176
Figure 92: (A) Photograph of the Tirinese basin showing its rectilinear limits (looking southwest). (B) Pictures of the southern cliff of the basin that exhibits boring infilled by iron crust and micritic deposits on its flank on at its top (insets). (C) Picture of silt cemented monogenic breccias infilling a karstic cavity. Some iron coatings can also been observed on the basement surface.	178
Figure 93: Photograph of the top of the Yellow Sands Formation (Wildi and Wernli, 1977) in the Oued Laou basin showing wedges geometry and overlain by fluvatile conglomerates (looking southeast).	179
Figure 94: (A) Photograph of the Tassikeste Fault at the intersection between the Oued Laou and the Oued Tassikeste valleys (looking southwest). (B) Photograph of the Tassikeste Fault plane and associated slickenslides. (C) Schmidt stereonet in lower hemisphere showing the computation of 7 measured faults and slickenslides and the computation of paleo-stress axes determined with Stereonet software (Angelier, 1990). The big square is σ_1 ; the medium one is σ_2 and the small one is σ_3 .	180
Figure 95: Geological map of the Tetouan area (modified after Rif 1/50 000 geological map, Tetouan-Ras Mazari sheet, Editions du Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires N.292, Rabat, Morocco, 1985) showing the Tetouan Pliocene basin and principal geological structures modified after the geological map of Tetouan-Ras Mazari 1/50 000 edited by the Moroccan Geological Service. See legend in Figure 91. Red dots are samples used for biostratigraphic studies. Dashed line is the inferred location of the normal fault crosscutting Pliocene deposits. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)	181
Figure 96: (A) Slopes and streams map of the northwestern part of the Beni Bousera massif (see location in Figure 88). The purple dashed lines correspond to a recently uplifted watershed. (B) Picture (looking east-southeast) of the normal fault scarp with a perched valley.	183
Figure 97: T-t diagram for samples at low elevation (<100 m) in the Sebtide units from western part of the Beni Bousera massif. (1) This work; (2) Azdimousa et al. (2013); (3) Michard et al. (2006); (4) Loomis (1975); (5) Rossetti et al. (2010); (6) Platt et al. (2003).	184
Figure 98: (A) Deformation of palaeo-shorelines markers and coastal rocks within the Oued Laou and Tetouan-Martil basins. Vertical exaggeration 20x. Projection along the axis of palaeo-rias. In Oued Laou, the top of the argillaceous marls has also been plotted. (B) Minimum average uplift rates within Oued Laou and Tetouan-Martil Pliocene basins. Coloured areas correspond to the constrained interval of formation for studied markers and to present-day variations in altitude of the studied markers. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article).	186
Figure 99 : A et B - Faille normale échantillonnée dans les Ghomarides ; C - Localisation de l'échantillon Ri11-05.	195
Figure 100 : Âges plateaux et isochrones inverses obtenus sur les trois réplcats de l'échantillon Ri11-05.	196
Figure 101 : A - Carte géologique du secteur de Beni Bousera montrant les températures estimées par spectrométrie Raman dans les Ghomarides et les Sebtides inférieures (Negro et al., 2006). B - Séquence lithologique et métamorphique des unités du Domaine d'Alboran dans le Rif montrant la position approximative de l'échantillon Ri11-05 (modifiée d'après Negro et al., 2006). Les estimations P-T du pic de métamorphisme sont tirées de Negro et al. (2006) ; El Maz et Guiraud (2001) et Bouybaouène et al. (1995). Les températures maximales atteintes et déterminées par Spectroscopie Raman sur Matériel Carboné sont tirées de Negro et al. (2006). Les âges K-Ar sont tirés de Chalouan et Michard (1990).	198
Figure 102 : A - Diagramme âges-altitude. Les échantillons les plus bas ont été prélevés sur la côte méditerranéenne et les plus hauts au Jbel Tisirène. B - Courbe de fréquence des âges AHe (le pas de temps est de 2 Ma). C - Diagramme montrant la relation entre les âges AHe et la concentration effective en U ([eU]). D - Diagramme montrant la relation entre les âges AHe et le ratio Th/U.	201
Figure 103 : Carte géologique du Nord du Rif central avec la localisation des échantillons datés par la méthode AHe au cours de cette étude et des échantillons datés par la méthode AFT par Azdimousa et al. (2003). Pour les âges du secteur de Beni Bousera : Michard et al. (2006) ; Rossetti et al. (2010) ; Azdimousa et al. (2013). Modifiée d'après Vazquez et al. (2013).	202
Figure 104 : Carte structurale des zones internes sur M.N.T au pas de 20 m.	207
Figure 105 : Interprétation structurale de la région d'Alboran (Tahayt et al., 2008). Les flèches larges indiquent la direction générale de la convergence relative Afrique-Ibérie. Les flèches étroites indiquent les vecteurs de vitesse des mouvements actuels de chaque bloc. AGFZ : Zone de Faille des Açores-Gibraltar ; AF : Faille d'Al Hoceima ; AR : Ride d'Alboran ; G-KF : Faille de Gareb-Kebdana ; T-LF : Faille de Tétouan-Larache ; SF : Faille de Serrata ; YF : Faille de Yussuf ; TB : Bloc de Tanger ; ORB : Bloc du Rif Oriental.	208

Figure 106 : Récapitulatif des données thermochronologiques moyenne- et basse-température disponibles sur les Sebtides inférieures. Références : (1) : cette étude ; (2) : Azdimousa et al. (2013) ; (3) : e.g. Rossetti et al. (2010) ; Michard et al. (2006) ; (4) : Azdimousa et al. (2003).	210
Figure 107 : Tableau récapitulatif de l'évolution du champ de déformation dans les différentes zones étudiées. Les inversions de couples failles-stries sont superposées aux champs de pression-tension déterminés par la méthode des dièdres droits. Les failles représentées sont celles ayant servi pour la méthode des dièdres droits.	213
Figure 108 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes durant l'Aquitaniien et le Burdigalien inférieur. L'ensemble des zones internes est en extension radiale, les Sebtides inférieures s'exhument et les dépôts aquitano-burdigaliens sont discordants sur l'ensemble.	214
Figure 109 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes durant le Burdigalien supérieur. La Dorsale Calcaire se plisse, s'écaille et chevauche le Prédorsalien puis les flyschs et zones externes. D'importants rétro-charriages ont été décrits dans la partie septentrionale du Rif interne. Des décrochements dextres et sénestres jouent le rôle de rampes latérales.	216
Figure 110 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes durant le Miocène moyen et supérieur. Des failles décrochantes conjuguées recoupent les zones internes et forment des bassins en « pull-apart » (Tirinese, Oued Laou, ...). Ces mouvements accommodent probablement la convergence entre les plaques africaine et ibérique.	218
Figure 111 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes de la fin du Miocène à l'actuel. La majorité des failles héritées rejoue en failles normales lors d'une phase d'extension radiale. Le trait de côte est probablement guidé par ces failles principalement « parallèles » et « perpendiculaires » à la côte.	219
Figure 112 : Carte des déclinaisons paléomagnétiques (et marge d'erreur relative) dans la chaîne du Rif (modifiée d'après Cifelli et al., 2008).	221
Figure 113 : Tableau synthétique des événements majeurs qui ont affecté les zones internes du Rif depuis l'Oligocène moyen. Données thermochronologiques : (1) : données AFT obtenues dans les flyschs de Tisirène (Azdimousa et al., 2003) ; (2) : données AHe obtenues dans les flyschs de Tisirène (cette étude) ; (3) données $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, AFT et AHe obtenues dans les formations du Monte Hacho et de Cabo Negro (cette étude) ; (4) données $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (e.g. Rossetti et al., 2010 ; Michard et al., 2006), AFT (Azdimousa et al., 2013) et AHe (cette étude) obtenues dans les formations du secteur de Beni Bousera et dans les paragneiss de Ceuta ; (5) données $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (Kelley et Platt, 1999) et AFT (Hurford et al., 1999) obtenues dans le substratum métamorphique du bassin d'Alboran au site de forage ODP 976. Les failles en traits pleins indiquent les directions préférentielles, et les failles en pointillés indiquent les directions mineures.	222
Figure 114 : Carte structurale de l'arc de Gibraltar avec les données thermochronologiques disponibles. (1) : Cette étude ; (2) : Azdimousa et al. (2013) ; (3) : e.g. Rossetti et al. (2010) ; Michard et al. (2006) ; (4) : Azdimousa et al. (2003) ; (5) : Negro et al. (2008) ; (6) : e.g. Michard et al. (2006) ; (7) : Kelley et Platt (1999) ; (8) : Hurford et al. (1999) ; (9) : Sosson et al. (1998) ; (10) : Sosson et al. (1998) ; Monié et al. (1994) ; (11) : Monié et al. (1994) ; (12) : Vazquez et al. (2011) ; (13) : Vazquez et al. (2011) ; Johnson et al. (1997) ; (14) : Johnson et al. (1997) ; (15) : Andriessen and Zeck (1996) ; (16) : Platt et Kelley (2005) ; (17) : Monié et al. (1991) ; (18) : Platt et Kelley (2005) ; Monié et al. (1991) ; (19) : Monié et al. (1994) ; Zeck et al. (1992).	224
Figure 115 : Schéma tectonique de l'arc de Gibraltar montrant les systèmes de failles actifs, les rotations de contraintes associées, et le mode de partitionnement de la déformation. Pour l'orientation des S_{Hmax} : les cercles à croisillons correspondent à des rotations de contraintes horaires ; les cercles gris correspondent à des rotations de contraintes anti-horaires ; les cercles blancs correspondent à des zones qui ne subissent pas de rotations de contraintes (Fernandez-Ibañez et al., 2007). AD : Domaine d'Alboran ; ALF : Zone de failles des Alpujarras ; AF : Faille d'Al Hoceima ; AMF : Faille d'Alhama de Murcia ; ARF : Faille de la Ride d'Alboran ; CF : Faille de Carboneras ; JF : Faille de Jebha ; MF : Zone de failles de Maro-Nerja ; NF : Faille de Nékor ; PF : Faille de Palomarès ; YF : Faille de Youssef.	227
Figure 116 : Bloc diagramme schématisant les processus tectono-sédimentaires dans la chaîne du Rif pendant le Burdigalien.	231
Figure 117 : Carte de zonation des unités affectées par l'évènement thermique oligo-miocène dans l'arc de Gibraltar.	234
Figure 118 : Carte schématique de l'arc de Gibraltar illustrant les compartiments majeurs et leur période d'arrivée à des températures de sub-surface (~110-40°C soit moins de 4 km de profondeur). (1) AHe obtenus dans les orthogneiss du Monte Hacho ; (2) AHe obtenus dans les paragneiss de Ceuta. Pour les références des âges présentés, voir Figure 114.	235

Figure 119 : Représentations schématiques du processus de genèse d'une trace de fission. Modèle du pic tonique (d'après Fleischer et al., 1965) avec un cliché des traces de fission sur une surface polie d'un cristal d'apatite, après traitement chimique (I. Bour ; http://ivan.bour.over-blog.com).	259
Figure 120 : Étapes de la procédure expérimentale pour la datation selon la méthode du détecteur externe (I. Bour ; http://ivan.bour.over-blog.com).	261
Figure 121 : Échantillon CEU13-18 (Muscovites)	262
Figure 122 : Échantillon CEU13-11 (Muscovites)	263
Figure 123 : Échantillon M10-32 (Biotites)	264
Figure 124 : CEU13-10 (Muscovites)	265
Figure 125 : Échantillon CEU13-10 (Biotites)	266
Figure 126 : Échantillon SEB12-06 (Biotites)	267
Figure 127 : Échantillon CEU12-10 (Biotites)	268
Figure 128 : Échantillon CEU12-27 (Phengites)	269
Figure 129 : CEU12-12 (Phengites)	270
Figure 130 : CEU12-16 (Phengites)	271
Figure 131 : Ri11-05-A (Micas blancs).	272
Figure 132 : Ri11-05-B (Micas blancs).	273
Figure 133 : Ri11-05-C (Micas blancs).	274

LISTE DES TABLES

Table 1 : Données ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenues sur les massifs de Ceuta et Cabo Negro. _____	115
Table 2 : Données traces de fission obtenues sur les massifs de Ceuta et Cabo Negro. _____	122
Table 3 : Données AHe obtenues sur les massifs de Ceuta et Cabo Negro. _____	124
Table 4 : Apatite (U-Th)/He data from Beni Bousera area, southeastern Internal Zone of the Rif chain. _____	172
Table 5 : Récapitulatif des données ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenues sur l'échantillon Ri11-05. _____	197
Table 6 : Données (U-Th)/He sur apatites au Sud de l'accident de Jebha. _____	201

CHAPITRE 1 : PROBLÉMATIQUES ET CADRE D'ÉTUDE

1. CONTEXTE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE

Ce travail de thèse se concentre sur le problème des mouvements verticaux tardifs au sein d'une chaîne de montagne à partir de l'étude structurale et thermochronologique des zones internes du Rif au Maroc. Cette question constitue un enjeu majeur pour la compréhension des processus orogéniques liés aux derniers stades d'évolution des chaînes de montagnes.

Le **chapitre 1** constitue une brève introduction sur l'état des connaissances actuelles concernant les mouvements verticaux de la lithosphère. Dans cette partie, les problématiques principales posées au cours de cette étude sont détaillées et les secteurs étudiés sont rapidement présentés.

Le **chapitre 2** présente le contexte géologique de l'étude. Les principaux domaines distingués dans l'arc de Gibraltar y sont décrits et les différents modèles d'évolution géodynamique proposés sont brièvement présentés. La chaîne rifaine est ensuite décrite en détails et l'accent est mis sur les zones internes.

Le **chapitre 3** dresse le bilan des connaissances sur les méthodes de thermochronologie moyenne- et basse-température utilisées pour retracer le trajet de refroidissement des formations métamorphiques : les méthodes ^{40}Ar - ^{39}Ar et (U-Th)/He. Les limites de l'interprétation des âges de refroidissement, ainsi que leur application à la quantification des mouvements verticaux dans les chaînes de montagnes, y sont expliquées.

Les **chapitres 4 et 5** présentent les données acquises durant cette étude ainsi que leur contribution à la compréhension de la chaîne du Rif. Le **chapitre 4** est focalisé sur l'analyse structurale et thermochronologique des Sebtides inférieures affleurant dans la partie Nord des zones internes (massifs de Ceuta et de Cabo Negro). Le **chapitre 5**, quant à lui, se concentre sur l'étude des mouvements verticaux qui ont affecté les secteurs d'Oued Laou et Beni Bousera, à partir de la thermochronologie basse-température, de l'analyse des bassins pliocènes et d'observations géomorphologiques et de l'analyse des déformations. Les derniers stades d'exhumation des unités de flyschs localisées au Sud de l'accident de Jebha ont aussi pu être contraints et fournissent de précieux renseignements quant à la répartition spatiale des mouvements verticaux dans la chaîne du Rif.

Le **chapitre 6** synthétise l'ensemble des données obtenues au cours de cette étude. Un modèle d'évolution du champ de déformation cohérent pour les différents secteurs étudiés est présenté. Cette évolution est corrélée avec les différentes phases de mouvements verticaux qui ont pu être identifiés. Toutes ces données sont ensuite comparées avec celles disponibles à l'échelle de l'arc de Gibraltar afin de pouvoir les intégrer dans les modèles d'évolution géodynamique existants.

2. MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE

2.1. Définitions

Les mouvements horizontaux de la lithosphère sont étudiés depuis longtemps, tant en utilisant la géologie structurale que le paléomagnétisme ou la géodésie. En revanche, les mouvements verticaux, souvent de plus faible ampleur, font l'objet d'études de plus en plus nombreuses. De grands progrès ont été effectués ces dernières décennies afin de contraindre

ces mouvements verticaux à l'aide d'outils géomorphologiques, géochimiques, thermochronologiques et géophysiques.

Il est nécessaire de définir un ensemble de notions importantes pour la discussion des mouvements verticaux. Ces déplacements sont définis par rapport à un niveau de base constitué généralement par le niveau marin ou par le géoïde terrestre. Les mouvements de la lithosphère se traduisent par des mouvements de la surface terrestre dépendants de l'érosion ainsi que de l'accumulation sédimentaire (England et Molnar, 1990). Ils peuvent être séparés en deux catégories qui servent depuis de référence à la communauté scientifique :

- i) les mouvements de surrection (ou « uplift ») et de subsidence concernent les déplacements d'une portion terrestre par rapport à une surface donnée (topographie, géoïde, niveau marin, ...). Ces mouvements se font dans un référentiel eulérien. La surrection est un déplacement dans la direction opposée au vecteur gravité, tandis que la subsidence est un déplacement dans la direction du vecteur gravité. Ces termes s'appliquent généralement à des portions de la surface terrestre (surrection de la surface ou « surface uplift ») ainsi qu'à des objets de plus faible dimension (surrection d'unités géologiques ou « uplift of rocks »). La surrection de surface s'applique à l'échelle régionale et correspond à des variations de l'altitude moyenne d'une région ;
- ii) l'exhumation définit les déplacements d'objets géologiques, inclus dans un volume, par rapport à la surface. Ces déplacements se font à des vitesses différentes du volume considéré, dans un référentiel lagrangien. La vitesse d'exhumation est directement dépendante du taux d'érosion, des processus tectoniques et de la rhéologie. L'exhumation concerne essentiellement les formations de HP et UHP, préalablement enfouies.

Ces définitions ont permis à England et Molnar (1990) de proposer une relation simple : la surrection de la surface correspond à la surrection d'unités géologiques moins l'exhumation. La subsidence (mouvements dans la direction du vecteur gravité) correspond donc à une quantité de surrection de surface négative.

Il est nécessaire de distinguer la surrection crustale (composante induite par les forces tectoniques) du rebond isostatique, provoqué par un déchargement érosif. Ce dernier processus ne provoque jamais d'augmentation de l'altitude moyenne d'une région. Cela signifie que la surrection de surface est uniquement le résultat de mécanismes tectoniques. De même, les mouvements de subsidence nécessitent l'intervention de forces tectoniques dont l'effet est amplifié par le chargement sédimentaire. De plus en plus d'études décrivent des interactions entre ces processus et le climat. La surrection de chaînes de montagnes et de plateaux influence le climat local, augmentant alors le taux d'érosion et faisant ainsi disparaître ces hauts topographiques.

2.2. Mécanismes induisant les mouvements verticaux

Les mouvements verticaux lithosphériques sont provoqués par des chargements verticaux (variations de masse dans la colonne lithosphérique) ou horizontaux (compression horizontale) qui peuvent avoir lieu de manière contemporaine. La masse de la colonne lithosphérique peut être influencée par des déformations crustales, des chargements ou déchargements de masse ou des variations thermiques de la lithosphère ou du manteau sub-lithosphérique.

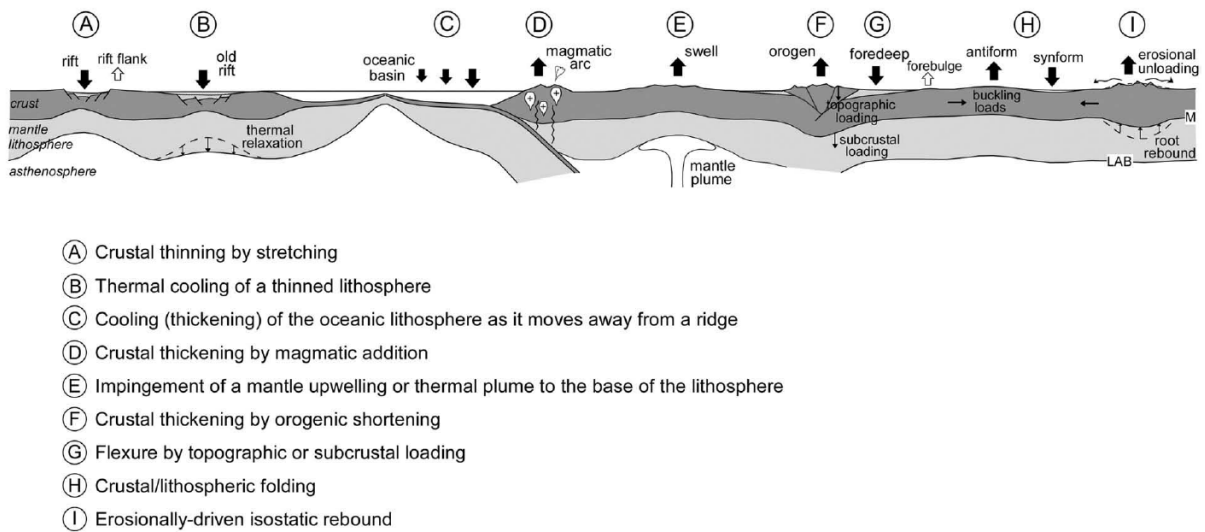


Figure 1 : Mouvements verticaux de la lithosphère : mécanismes de subsidence et de surrection à l'échelle des plaques tectoniques. M : base de la croûte ; LAB : Lithosphere-Asthenosphere Boundary (Limite Lithosphère-Asthénosphère). Les échelles horizontale et verticale ne sont pas les mêmes et les épaisseurs de la croûte et de la lithosphère ne sont pas à l'échelle (Teixell, 2009).

La **Figure 1** illustre les différents mécanismes pouvant provoquer subsidence ou surrection à l'échelle lithosphérique. Les zones A, B, C, G et H sont subsidentes et permettent la formation de bassins sédimentaires. Les zones D, E, F, H et I illustrent en revanche les zones de surrection. Seuls les mécanismes pouvant être impliqués dans la formation de la chaîne du Rif sont décrits ci-dessous.

L'évolution de la surrection ou subsidence dans une région ne peut être expliquée uniquement par un seul de ces mécanismes (Missenard et al., 2006 ; Teixell et al., 2005, 2003 ; Zeyen et al., 2005 ; Haschke et Günther, 2003 ; Allmendinger et al., 1997).

2.2.1. Processus contrôlant la surrection et la subsidence

L'étirement de la lithosphère provoque un amincissement crustal qui forme des bassins sédimentaires en subsidence (**Figure 1-A** ; McKenzie, 1978). Ces bassins sont contrôlés par des failles normales fragiles tandis que la croûte inférieure est affectée par des failles normales ductiles. Le matériel crustal est remplacé par du matériel mantellique plus dense. Les bordures de la zone de rift peuvent subir une surrection relative par rapport au fond du bassin (flèche blanche). Lorsque l'étirement a cessé, les zones de rift subissent une subsidence thermique et la lithosphère amincie retrouve son épaisseur normale (**Figure 1-B**). Cet enfouissement affecte une zone plus grande que dans le cas précédent car les perturbations thermiques à la base de la lithosphère ont une plus grande longueur d'onde.

Au-dessus des zones de subduction (**Figure 1-D**), la surrection est provoquée par l'épaississement de la croûte dans ces zones induit par la compression horizontale qui règne dans l'orogène ainsi que l'emplacement de corps plutoniques issus du manteau. La densité de la croûte, plus légère que le manteau, est une donnée majeure pour contraindre la surrection de surface ainsi que l'épaisseur de la racine crustale afin d'atteindre l'équilibre isostatique (e.g. Fischer, 2002).

Dans les zones présentant des remontées thermiques, la lithosphère inférieure est érodée thermiquement, ce qui augmente sa flottabilité et « plie » la surface (**Figure 1-E**). Ce mécanisme, typique des zones de point chaud (Sleep, 1990 ; Crough, 1983), est comparable au remplacement de la lithosphère par l'asthénosphère plus chaude qui peut avoir lieu lors de détachements ou délaminations lithosphériques affectant une zone surépaissie (Kay et Mahlburg Kay, 1993).

Les orogènes formés principalement par des mouvements compressifs horizontaux sont le siège d'une surrection importante liée au plissement et empilement des nappes (**Figure 1-F**). Ce chargement topographique induit un épaississement général de la lithosphère afin d'atteindre un équilibre isostatique. Le chargement de la lithosphère provoqué par une chaîne de montagne forme une flexure affectant l'intégralité de la lithosphère (**Figure 1-G**). Cette flexure induit une subsidence au niveau de la fosse d'avant-pays permettant la formation de bassins d'avant-pays adjacents aux chaînes de montagnes (DeCelles et Giles, 1996 ; Beaumont, 1981). En réponse à cette subsidence, la lithosphère élastique peut « se plier » et créer un bourrelet en surrection dans les parties plus distales de la chaîne (flèche blanche).

Il est désormais admis que les chargements horizontaux de la lithosphère sont d'une importance capitale quant à la formation de plis à grande longueur d'onde (**Figure 1-H** ; Cloetingh et al., 1999). Dans ce cas, les mouvements verticaux sont aussi accommodés par des failles localisant plus la déformation et pouvant se surimposer à des zones de faiblesse héritées. Ces mécanismes causent d'importantes variations d'épaisseur de la croûte et du manteau lithosphérique.

Le déchargement provoqué par l'érosion d'un haut topographique induit un rebond de la racine crustale afin d'atteindre l'équilibre isostatique (**Figure 1-I**). Même si ce mécanisme n'induit pas de réelle surrection de surface, des zones très locales peuvent être moins érodées (sommets par exemple) et ainsi surélevées.

2.2.2. Processus contrôlant l'exhumation des roches de HP et UHP

Les processus d'exhumation des roches métamorphiques peuvent avoir lieu dans trois contextes principaux qui correspondent à des stades orogéniques successifs :

- i) l'exhumation synchrone de la subduction affecte, de façon précoce, les secteurs les plus profonds de l'orogène en cours d'épaississement (**Figure 1-D**). Ces processus, contrôlés par les forces aux limites, permettent d'amener des roches près de la surface depuis des conditions de HP voire UHP (Duchêne et al., 1997). Différents modèles tentent d'expliquer cette exhumation en contexte de subduction : le modèle de « corner flow » (Cloos, 1982 ; Cowan et Silling, 1978), le modèle de prisme d'accrétion (Platt, 1993, 1986) ou encore le modèle de chenal de subduction (Jolivet et Goffé, 2000 ; Ring et al., 1999 ; Platt, 1993, 1986) ;
- ii) l'exhumation synchrone de la collision est contrôlée par le sous-charriage d'unités denses sous d'autres moins denses (**Figure 1-G**). Guidées par les forces de volume (particulièrement la gravité), ces dernières remontent alors vers la surface. Ces processus peuvent être expliqués par le modèle d'individualisation d'écaillés de croûte continentale (Burov et al., 2001 ; Chemenda et al., 1996, 1995) ;
- iii) l'exhumation post-orogénique, par définition, affecte l'orogène une fois qu'il est formé et induit son effondrement. Des portions de croûte continentale amincies,

voire de croûte océanique peuvent apparaître à la surface dans les secteurs les plus déformés (Dewey et al., 1989). Ces mouvements extensifs mènent à un amincissement lithosphérique, accompagné d'une remontée asthénosphérique et d'un réchauffement de la base de la croûte. Ces processus caractérisent beaucoup de dômes métamorphiques extensifs (« metamorphic core complex ») du bassin méditerranéen oriental (e.g. Jolivet et Goffé, 2000) et occidental (Jolivet et al., 1998).

Ces processus peuvent se succéder au cours de l'histoire orogénique.

2.3. Estimations des mouvements verticaux

2.3.1. Mesure des taux de surrection

L'intérêt principal de mesurer les mouvements verticaux de la lithosphère est de contraindre la chronologie et les taux de surrection et d'exhumation, qui sont des données nécessaires à la compréhension des processus orogéniques. De nombreuses méthodes différentes sont utilisées pour tenter de répondre à ces questions. Leur précision est plus importante dans les bassins sédimentaires qu'en milieu continental car la présence de ces dépôts constitue un excellent marqueur de mouvements verticaux.

Une des plus grandes avancées récentes dans le domaine a été l'utilisation de Modèles Numériques de Terrain (MNT) afin d'étudier la topographie (calcul d'altitude moyenne d'une région, d'estimation des volumes de roches érodés, étude des réseaux de drainage...). L'étude sédimentologique des bassins peut apporter des informations cruciales concernant ces mouvements verticaux. La détermination de l'âge et de leur environnement de dépôt par paléontologie, paléobathymétrie et paléoaltimétrie permet d'estimer les mouvements verticaux qui ont affecté ces bassins entre leur dépôt et aujourd'hui.

L'analyse des isotopes stables de l'oxygène dans les paléosols et les carbonates terrestres (Rowley et Gazi, 2007 ; Poage et Chamberlain, 2001) ainsi que l'analyse de la taille et la forme des vacuoles de gaz contenues dans les coulées de laves (Sahagian et Poussevitch, 2007) permet donc d'estimer leur altitude de formation et de refroidissement. L'étude des terrasses marines surélevées est une méthode plus précise afin de quantifier les mouvements verticaux locaux.

Les mouvements verticaux à court-terme peuvent aussi être mesurés grâce à l'utilisation de techniques géodésiques récentes comme le GPS ou l'interférométrie radar. L'utilisation de cosmonucléides permet d'estimer l'âge d'exposition au Soleil d'une roche. Les données obtenues peuvent ensuite être converties en taux de surrection de roche. Cet outil est principalement appliqué à la période du Quaternaire. Ces données sont concernent cependant des zones très locales et ne renseignent pas sur les mouvements à long-terme. Elles doivent être replacées dans le contexte régional et il est nécessaire d'estimer la quantité de rebond isostatique liée au déchargement érosif pour arriver à estimer la surrection de surface (England et Molnar, 1990).

2.3.2. Mesure des taux d'exhumation

Les taux d'exhumation des roches de HP et UHP peuvent être estimés grâce à la thermochronologie, combinée à la thermobarométrie. La thermochronologie permet de dater le passage d'une roche au-dessus d'une certaine gamme de températures. L'utilisation de

plusieurs méthodes combinées permet de retracer le trajet de refroidissement d'une roche. Les thermochronomètres U-Pb sur zircons et monazites renseignent sur l'histoire ductile à haute-température (e.g. Cherniak et al., 2004 ; Cherniak et Watson, 2001). Le thermochronomètre ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovites et biotites permet de contraindre temporellement le passage d'une roche du domaine ductile au domaine fragile, environ de ~ 450 - 350°C pour les muscovites et ~ 360 - 280°C pour les biotites (Harrison et al., 2009 ; Grove et Harrison, 1996 ; Harrison et al., 1985).

Les méthodes traces de fission sur apatites et (U-Th)/He sur apatites sont d'un intérêt particulier pour contraindre les derniers stades d'exhumation car ce sont des thermochronomètres basse-température, respectivement de 110° à 60°C (Green et al., 1986) et de 80° à 40°C (Wolf et al., 1998). Ces gammes de température correspondent aux géothermes de la croûte superficielle, ~ 4 - 1 km de profondeur, en tenant compte d'un gradient géothermique moyen de $\sim 30^\circ\text{C}/\text{km}$. A ces profondeurs, la majeure partie de l'exhumation est terminée et l'arrivée des roches à la surface est plutôt contrôlée par des processus de surrection.

Si le paléo-gradient géothermique est connu, il est possible d'estimer des taux d'exhumation. Ceci représente malheureusement une limite majeure de la thermochronologie appliquée à l'estimation des mouvements verticaux. De plus, les âges de refroidissement ne sont pas toujours synonymes d'exhumation car ils peuvent être influencés par des refroidissements post-rift ou post-magmatisme (e.g. Bertotti et al., 1999). Enfin, il est nécessaire de connaître l'influence de la dénudation induite par le rebond isostatique pour estimer des taux d'exhumation sans biais.

3. OBJECTIFS ET PROBLÉMATIQUES

Le bassin méditerranéen occidental constitue un excellent laboratoire pour l'étude des corrélations entre mouvements verticaux et processus lithosphériques. Il est en effet constitué de domaines de croûte océanique et de croûte continentale amincie d'âge Cénozoïque ceinturés de chaînes de montagnes (**Figure 2**). Cette structuration résulte de la convergence entre les plaques africaine et européenne depuis le Crétacé. Le rapprochement entre les deux plaques a engendré, par des processus de subduction, la fermeture du domaine océanique téthysien et la mise en place de chaînes de collision (e.g. Faccenna et al., 2014 ; Jolivet et al., 2008 ; Rosenbaum et al., 2002a et b).

Depuis le Miocène, les extrémités Est et Ouest de la Méditerranée occidentale (respectivement l'arc sicilo-calabrais et l'arc bético-rifain) migrent respectivement vers l'Est et l'Ouest.

3.1. Choix de la zone d'étude

Situé à l'extrémité occidentale de l'orogène alpin, l'arc de Gibraltar est formé par la chaîne des Bétiques en Espagne et par la chaîne du Rif au Maroc, séparées par le bassin d'Alboran. Ces orogènes, forment un arc très resserré dont la courbure maximum se situe au niveau du détroit de Gibraltar. C'est une zone d'intérêt majeur quant à la compréhension des corrélations entre mécanismes lithosphériques et mouvements verticaux. Les processus lithosphériques qui ont été en œuvre durant l'évolution de cet arc sont toujours débattus mais il est admis qu'ils ont eu une influence majeure sur la structuration de l'orogène bético-rifain (e.g. Platt et al., 2013).

De nombreux témoins de mouvements verticaux néogènes post-orogéniques ont été identifiés de part et d'autre de l'arc de Gibraltar. Ces déplacements sont bien mieux contraints dans la cordillère Bétique que dans la chaîne du Rif. En effet, très peu de données thermochronologiques basse-température sont disponibles aujourd'hui dans le Rif. En outre, contrairement à la partie Nord de l'arc, les dépôts néogènes dans les zones internes rifaines sont limités à l'Aquitani-Burdigalien et au Pliocène et les affleurements sont peu nombreux. De plus, la position clé de l'arc de Gibraltar dans le bassin méditerranéen constitue un intérêt majeur dans la compréhension des mouvements verticaux liés à la Crise de Salinité Messinienne.

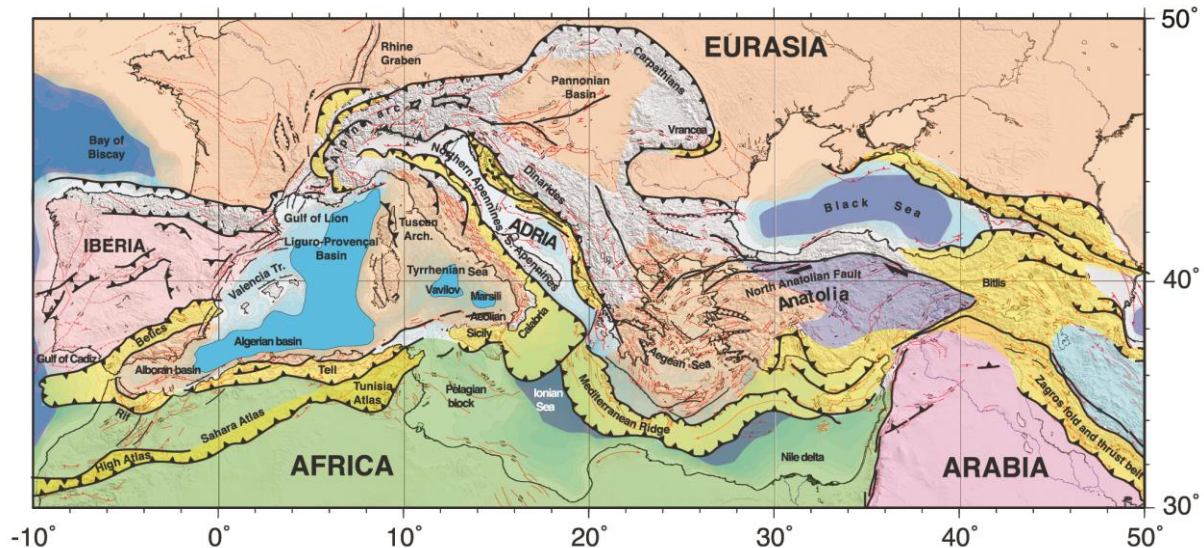


Figure 2 : Carte illustrant le contexte tectonique dans le domaine méditerranéen (Faccenna et al., 2014)

3.2. Problématiques abordées dans le cadre de cette étude

L'objectif de ce travail est de caractériser temporellement et quantitativement les mouvements verticaux qui ont affecté les zones internes depuis le début du Miocène. Les premières questions qui se posent sont alors :

- Quelle a été l'histoire de refroidissement des formations des Sebtides inférieures après l'évènement thermique oligo-miocène ?
- Quand ces unités ont-elles atteint la surface ?
- Quels mouvements verticaux ont affecté les zones internes après l'exhumation et la surrection de ces unités ?
- La Crise de Salinité Messinienne a-t-elle été provoquée par des mouvements verticaux des marges ? Ou bien a-t-elle eu un impact sur ces mouvements verticaux ?

L'analyse structurale des chronologies et styles de déformation permettra d'apporter des éléments de réponse à ces questions en précisant :

- i) les champs de déformations qui ont accommodé les mouvements verticaux pendant le Néogène ;
- ii) les mouvements verticaux différentiels dans la chaîne du Rif, en particulier au sein des zones internes ;
- iii) les corrélations entre ces mouvements verticaux et les processus lithosphériques.

3.3. Approche méthodologique et choix de secteurs d'étude clés

Afin de répondre à ces questions, il est nécessaire d'aborder le problème avec une approche pluridisciplinaire :

- i) l'analyse structurale de différents secteurs clés des zones internes permettra de proposer un modèle d'évolution du champ de déformation finie durant tout le Néogène. Les différentes phases de déformation caractérisées pourront ensuite être corrélées avec les mouvements verticaux estimés ;
- ii) l'étude thermochronologique moyenne- et basse-température des Sebtides inférieures permettra de caractériser les derniers stades de refroidissement de ces formations consécutifs à l'évènement thermique oligo-miocène. L'intégration de données thermobarométriques disponibles dans la littérature permettra de traduire ces taux de refroidissement en taux d'exhumation. Des analyses (U-Th)/He effectuées de part et d'autre de l'accident de Jebha, permettront de déterminer si ce réseau de failles a pu accommoder des mouvements verticaux différentiels entre les compartiments Nord et Sud ;
- iii) l'analyse de bassins marins pliocènes surélevés discordants sur l'ensemble des zones internes fournira de précieux renseignements quant aux mouvements verticaux ayant affecté ce domaine au Plio-Quaternaire.

Différents secteurs clés ont été choisis :

- i) les formations du socle paléozoïque qui affleurent dans les presqu'îles de Ceuta et Cabo Negro peuvent apporter des précisions concernant les derniers stades de surrection consécutifs à l'évènement thermique oligo-miocène. Cependant, jusqu'aujourd'hui, très peu de données structurales y ont été acquises après les travaux de Kornprobst (1962) et aucune donnée thermochronologique n'y est disponible ;
- ii) le secteur de la vallée d'Oued Laou revêt un intérêt particulier de par la présence de dépôts marins pliocènes qui sont aujourd'hui situés entre 0 et près de 500 m d'altitude. Ils constituent les témoins les plus impressionnants des mouvements verticaux post-pliocènes visibles dans l'ensemble des zones internes rifaines ;
- iii) même si le massif de Beni Bousera a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, thermobarométriques, géochronologiques et thermochronologiques, aucune étude (U-Th)/He n'a contraint les derniers stades d'exhumation de ces formations ;
- iv) enfin, quelques échantillons ont été prélevés dans le domaine des flyschs au Sud de l'accident de Jebha. Des données traces de fission y sont déjà disponibles (Azdimousa et al., 2003) et des analyses (U-Th)/He permettront de contraindre les derniers stades de refroidissement de ces unités. Il sera alors possible de déterminer s'il y a eu des mouvements verticaux différentiels entre les zones internes et le compartiment au Sud de Jebha durant le Néogène.

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE

1. STRUCTURE ACTUELLE DE L'ARC DE GIBRALTAR ET DU BASSIN D'ALBORAN

L'arc de Gibraltar, situé à l'extrême Sud-Ouest de la Méditerranée occidentale, s'étend sur plus de 400 km séparant l'Atlantique de l'Ouest de la Méditerranée et dessinant un arc à concavité vers l'Ouest dont le cœur est occupé par le bassin d'Alboran (**Figure 3**). Cet arc est constitué de deux chaînes : celle des Bétiques au Nord et celle du Rif au Sud, toutes deux se rejoignant au niveau du Déroit de Gibraltar.

L'origine de cet arc et du bassin d'Alboran reste très controversée et pose des problèmes par sa géométrie complexe et étroite (Royden, 1993a et b ; Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et al., 2003). Cette zone constitue de plus une limite de plaques importante et très mal définie entre les plaques africaine et eurasiennne. En outre, les données sismologiques et géodésiques ont permis à plusieurs auteurs de proposer des limites de plaques qui diffèrent grandement d'un modèle à l'autre (**Figure 3**).

La géométrie actuelle de cet arc résulte de la convergence entre les plaques lithosphériques africaine et eurasiennne depuis le Crétacé. Ce rapprochement a provoqué la fermeture d'un domaine océanique au Crétacé supérieur, l'océan téthysien, et a induit la mise en place d'un prisme orogénique. L'évolution miocène, quant à elle, est assurée par le bassin d'Alboran qui se serait ouvert en réponse à la migration de l'arc de Gibraltar vers l'Ouest (e.g. Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2008).

L'arc de Gibraltar est donc constitué de nappes et d'écaillles chevauchantes vers leurs avant-pays respectifs (e.g. Michard et al., 2002). Cet ensemble est décomposé en trois domaines distincts, du Nord au Sud : la plaque eurasiennne, le domaine d'Alboran (constitué d'une croûte continentale amincie) et la plaque africaine (e.g. Jolivet et al., 2008).

1.1. Structure profonde

1.1.1. Structure crustale et lithosphérique

Au cœur de l'arc de Gibraltar, le bassin d'Alboran occidental est situé sur une zone constituée de croûte continentale (roches métamorphiques du Domaine d'Alboran) amincie (15-20 km) où reposent jusqu'à 8 km de sédiments (Torné et al., 2000). En revanche, le bassin d'Alboran oriental est quasiment intégralement constitué d'un plancher volcanique néogène de <12 km d'épaisseur qui pourrait être une zone de transition entre la croûte continentale à l'Ouest et la croûte océanique à l'Est (Booth-Rea et al., 2007). Encore plus à l'Est, dans le bassin algéro-provençal et le bassin des Baléares, le plancher correspond à de la croûte océanique Néogène. À terre, sous le Rif et les Bétiques, l'épaisseur crustale est comprise entre 22 et 44 km et diminue d'Ouest en Est (Torné et al., 2000 ; Mancilla et al., 2012 ; Medaouri et al., 2014).

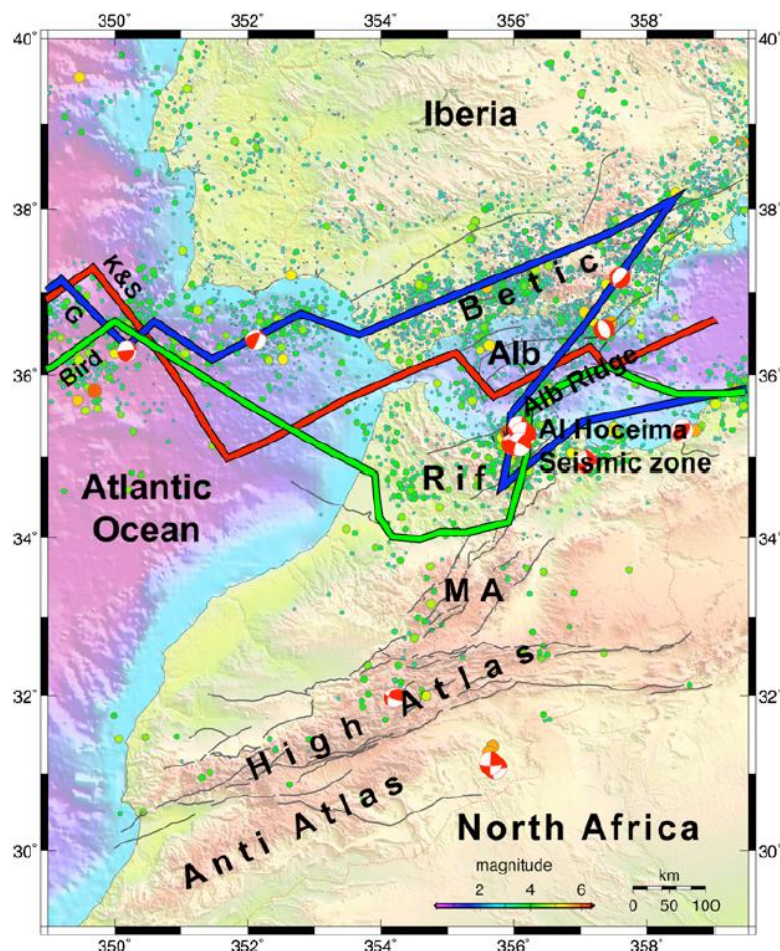


Figure 3 : Carte sismotectonique et topographique/bathymétrique de la terminaison occidentale de la Méditerranée (Vernant et al., 2010). Les lignes noires sont les grandes failles cartées. Trois géométries de limites de plaques sont illustrées en rouge (Klitgord et Schouten, 1986), vert (Bird, 2003) et bleu (Gutscher 2004). Les mécanismes au foyer proviennent du catalogue Harvard (magnitudes 5-6,5 ; 1976-2008). La localisation des épicentres provient du catalogue du National Earthquake Information Center avec des magnitudes de 3 à 6,5 (1976-2008). MA : Middle Atlas ; Alb : Alboran Sea.

Cependant, la moitié de cette épaisseur correspond au sous-charriage du socle continental appartenant à l'Ibérie (dans les Bétiques) ou à l'Afrique (dans le Rif). La profondeur de la base de la lithosphère présente aussi d'importantes variations spatiales. Elle se situe à près de 140 km de profondeur à l'Ouest du bassin (région de Gibraltar) jusqu'à plus de 40 km de profondeur à l'Est, dans la zone de transition (Torné et al., 2000). Le flux de chaleur est relativement élevé dans le bassin d'Alboran tandis qu'il est normal dans les régions continentales, sauf dans le Rif oriental où une zone à fort potentiel géothermique a pu être caractérisée (Zarhloule et al., 2007). Cette zone présentant un flux de chaleur anormalement élevé correspond à la partie amincie de la chaîne rifaine (de 22 à 30 km d'épaisseur ; Mancilla et al., 2012 ; Thurner et al., 2014).

1.1.2. Tomographie mantellique

Les données de tomographie des ondes P a permis de représenter la présence d'un corps dense et froid (vitesse des ondes rapide) en forme de virgule sous le bassin d'Alboran occidental et la Cordillère Bétique entre 200 et 600 km de profondeur (Bonnin et al., 2014 ; Bezada et al., 2013 ; Timoulali et al., 2013 ; Carminati et al., 1998a et b ; Calvert et al., 2000 ;

Figure 4). Cette anomalie positive de vitesse se retrouve aussi à plus faible profondeur sous le Rif occidental où elle pourrait être reliée à la surface. En revanche, dans le reste de l'arc de Gibraltar, elle semble détachée de la croûte par une zone de faible vitesse.

À ce jour, il n'est pas évident de déterminer si cette anomalie positive de vitesse constitue les reliques d'un plan de subduction (e.g. Spakman et Wortel, 2004 ; Bokelmann et al., 2011) ou bien une partie du manteau continental qui se serait détachée (e.g. Valera et al., 2008) ou encore une combinaison des deux modèles (e.g. Perouse et al., 2010 ; Thurner et al., 2014). Ces auteurs ont d'abord interprété la présence de ce matériel comme un panneau de subduction composé de manteau lithosphérique qui se serait détaché du reste de la lithosphère. Une autre hypothèse serait que ce plan de subduction constituerait la continuité de la lithosphère océanique du Golfe de Cadix (Gutscher et al., 2002). De même, Bokelmann et al. (2011) affirment que la dispersion des données d'ondes P est une preuve de la présence d'un plan de subduction sous le bassin d'Alboran. Jusqu'aujourd'hui, la résolution des modèles n'est pas suffisante pour trancher entre ces deux hypothèses.

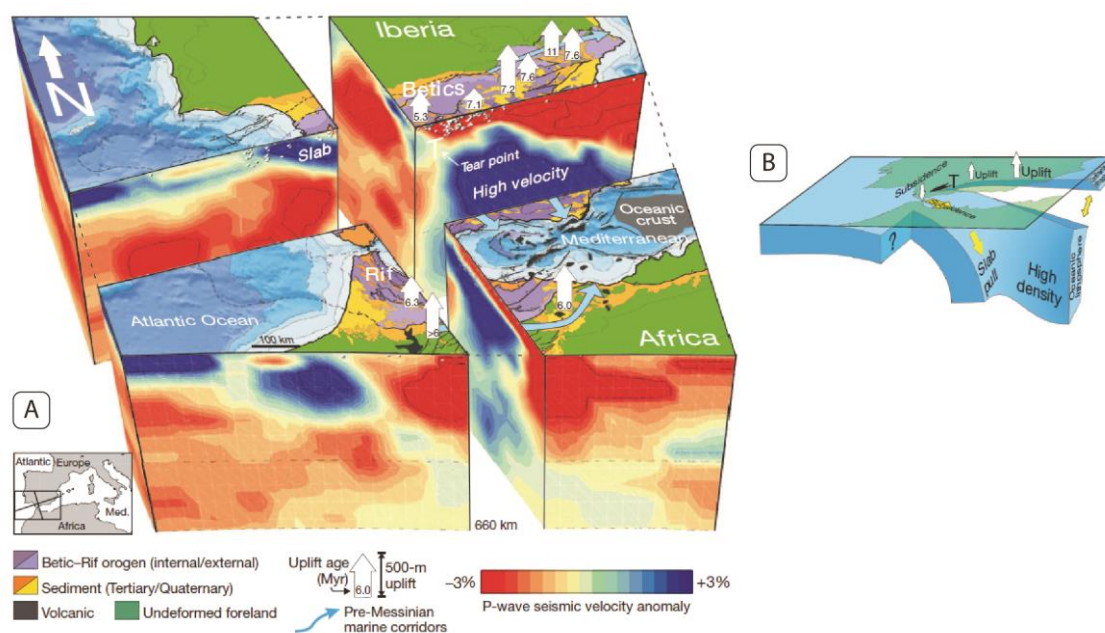


Figure 4 : A - Carte géologique de l'arc de Gibraltar et des structures mantelliques sous-jacentes issues des données de tomographie sismique. Les flèches indiquent les taux de surrection des bassins intramontagneux de la chaîne bético-rifaine et l'âge de la transition entre sédimentation marine et continentale. Les points blancs localisent les épicentres des séismes utilisés pour l'inversion tomographique et les flèches bleues indiquent les probables voies de communication entre l'Atlantique et la Méditerranée. B - Schéma interprétatif. Le T localise le point de déchirement lithosphérique proposé (Garcia-Castellanos et Villaseñor, 2011)

1.1.3. Néotectonique et sismicité active

La sismicité crustale (<35 km) est répartie sur une bande diffuse orientée E/W qui commence au niveau de la faille des Açores et traverse l'intégralité de la Cordillère Bétique (**Figure 3** et **Figure 5**). Une zone de sismicité plus large est aussi localisée sous la chaîne du Rif. La Trans-Alboran Shear Zone concentre une partie non négligeable de la sismicité régionale (Stich et al., 2006). L'analyse des séismes importants montre que la déformation se concentre sur des réseaux de failles décrochantes dans les Bétiques orientales (Visser et Meijninger, 2011) et sur des failles décrochantes et inverses le long de la marge nord-africaine (Morel et Meghraoui, 1996).

Les séismes de profondeur intermédiaire (35 à 150 km) sont localisés au Nord du Golfe de Cadix, sur le prolongement oriental de la faille des Açores ainsi que sous le Rif externe et dans le bassin occidental d'Alboran. Une zone verticale située sous Malaga concentre aussi une partie de la sismicité intermédiaire (Calvert et al., 2000).

Même si quelques séismes très puissants ont eu lieu à près de 600 km de profondeur, sous Grenade (Bezada et Humphreys, 2012 ; Grimson et Chen, 1986), aucun séisme n'a été enregistré entre 150 et 600 km de profondeur.

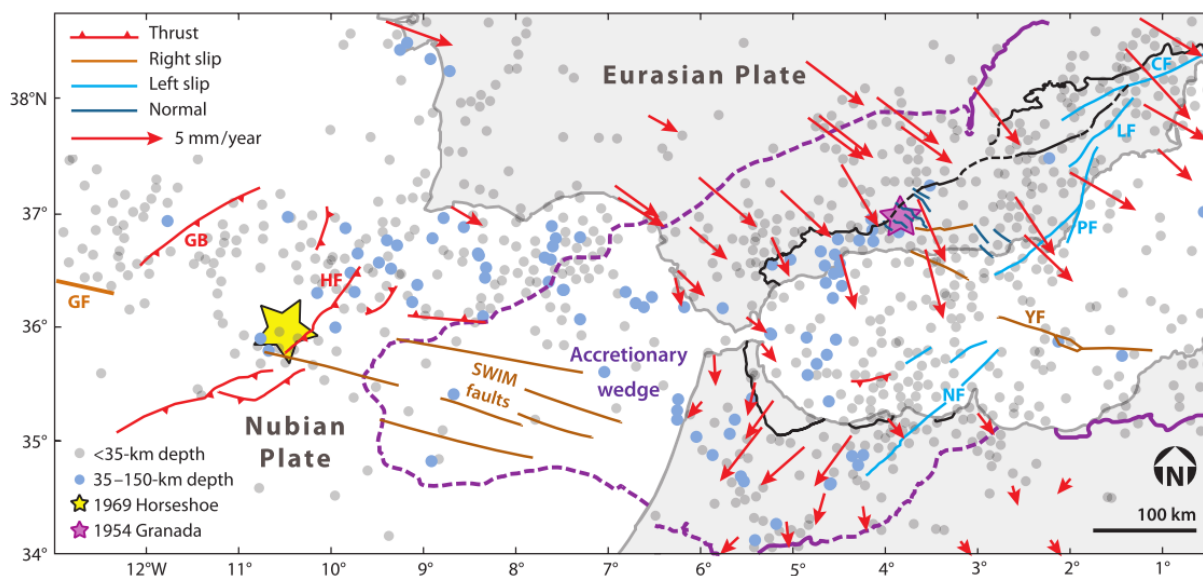


Figure 5 : Carte de la tectonique active d'Alboran et du Golfe de Cadix (Platt et al., 2013). Les lignes noires indiquent les fronts de chevauchement actifs au Miocène moyen. Le tracé violet indique le front de chevauchement actuel et l'étendue du prisme d'accrétion dans le Golfe de Cadix. Localisation des séismes de $M > 4$ de 1901 à 1964. Les flèches rouges correspondent au champ de vitesse des plaques par rapport à l'Afrique (Koulali et al., 2011). Les failles SWIM¹ sont tirées de Zitellini et al. (2009). CF : Crevillente Fault ; GB : Gorringe Bank ; GF : Gloria Fault ; HF : Horseshoe Fault ; LF : Lorca Fault ; NF : Nekor Fault ; PF : Palomares Fault ; YF : Yussuf Fault.

Plusieurs réseaux de failles ont pu être identifiés comme actifs aujourd'hui (**Figure 5**) :

- les failles en échelon avec des jeux transpressifs et transtensifs sénestres qui constituent la Trans-Alboran Shear Zone (Stich et al., 2006). Ce réseau comprend les failles N/S à NE/SW de Lorca, Palomarès, Carboneras et Mecina dans les Bétiques, la Ride d'Alboran orientée ENE dans le bassin d'Alboran et les failles de Nekor et Trougout dans le Rif (Poujol et al., 2014) ;
- deux réseaux de failles normales E/W à NW/SE sont reliés par une zone de transfert dextre de près de 40 km de long au niveau de la côte des Bétiques centrales (Martinez-Martinez et al., 2006). Ces failles normales auraient accommodé l'amincissement crustal depuis le Miocène moyen ;
- les failles dextres WNW/ESE de la Ride de Yussuf traversent le bassin d'Alboran oriental (Watts et al., 1993) ;
- la faille transformante des Açores semble se prolonger dans le Golfe de Cadix où des failles dextres E/W à NW/SE traversent le prisme d'accrétion (Zitellini et

¹ SWIM est l'acronyme du projet ESF EuroMargins « Earthquake and Tsunami hazards of active faults at the South West Iberian Margin: deep structure, high resolution imaging and paleoseismic signature ».

- al., 2009). Elles connectent les zones de failles du Rif-Tell et des Açores et peuvent avoir provoqué le séisme de Lisbonne de 1755 ($M \sim 8,5-8,7$) ;
- v) les fronts de chevauchement du Rif et des Bétiques verticalisent et plissent des sédiments plio-quadernaires (Bargach et al., 2004 ; Chalouan et al., 2006a ; Platt et al., 2013).

La convergence Afrique-Europe explique le jeu sénestre des failles NE/SW et dextre des failles E/W à NW/SE. Cependant, le jeu normal des failles E/W à NW/SE dans les Bétiques Centrales doit être induit par des forces indépendantes des mouvements de plaques (Martinez-Martinez et al., 2006).

1.2. Cinématique des plaques et champ de contraintes actuel

Les données de champ de vitesse obtenues par GPS montrent que le bloc ibérique fait actuellement partie intégrante de la plaque eurasiennne (Fernandes et al., 2007 ; **Figure 6**). Cependant, le Sud de la chaîne des Bétiques se déplace vers l'W ou le SW par rapport à l'Ibérie à une vitesse de ~ 3 mm/an (Koulali et al., 2011). La région rifaine subit un déplacement vers le S ou le SW par rapport à l'Afrique à ~ 4 mm/an. Ce mouvement disparaît au Sud du Rif (Fadil et al., 2006 ; Vernant et al., 2010).

Il a récemment été proposé que ces mouvements puissent être provoqués par le déplacement d'un unique bloc rigide vers le Sud-Ouest (Koulali et al., 2011). Les limites de ce bloc ne sont pas clairement définies mais ces mêmes auteurs supposent que la limite Nord traverserait la zone de faille d'Horseshoe (HFZ sur la **Figure 6**) et Gorringe Bank pour rejoindre la faille transformante des Açores. Sa limite Sud irait de Gorringe Bank jusqu'à la limite entre le domaine rifain et le domaine varisque de la Meseta. La limite Est serait constituée par la Trans-Alboran Shear Zone.

La combinaison de quatre types d'indicateurs de contraintes (« éruptions de puits de forage », mécanismes au foyer, données de couples failles-stries sur des accidents récents et orientation des fractures hydrauliques) a permis d'identifier une compression générale orientée NW/SE résultant de la convergence Afrique-Eurasie (Fernández-Ibáñez et al., 2007 ; **Figure 7**). Des déviations de cette direction de compression sont visibles localement. Les rotations antihoraires identifiées le long de la marge Nord-Alboran peuvent être contrôlées par la forte variation d'épaisseur crustale à travers la marge. Une autre hypothèse est la différence de poids provoquée par l'accumulation dans les dépocentres parallèles à la côte. Les importantes rotations horaires aux alentours de la Trans-Alboran Shear Zone sont attribuées au jeu de cette zone de failles.

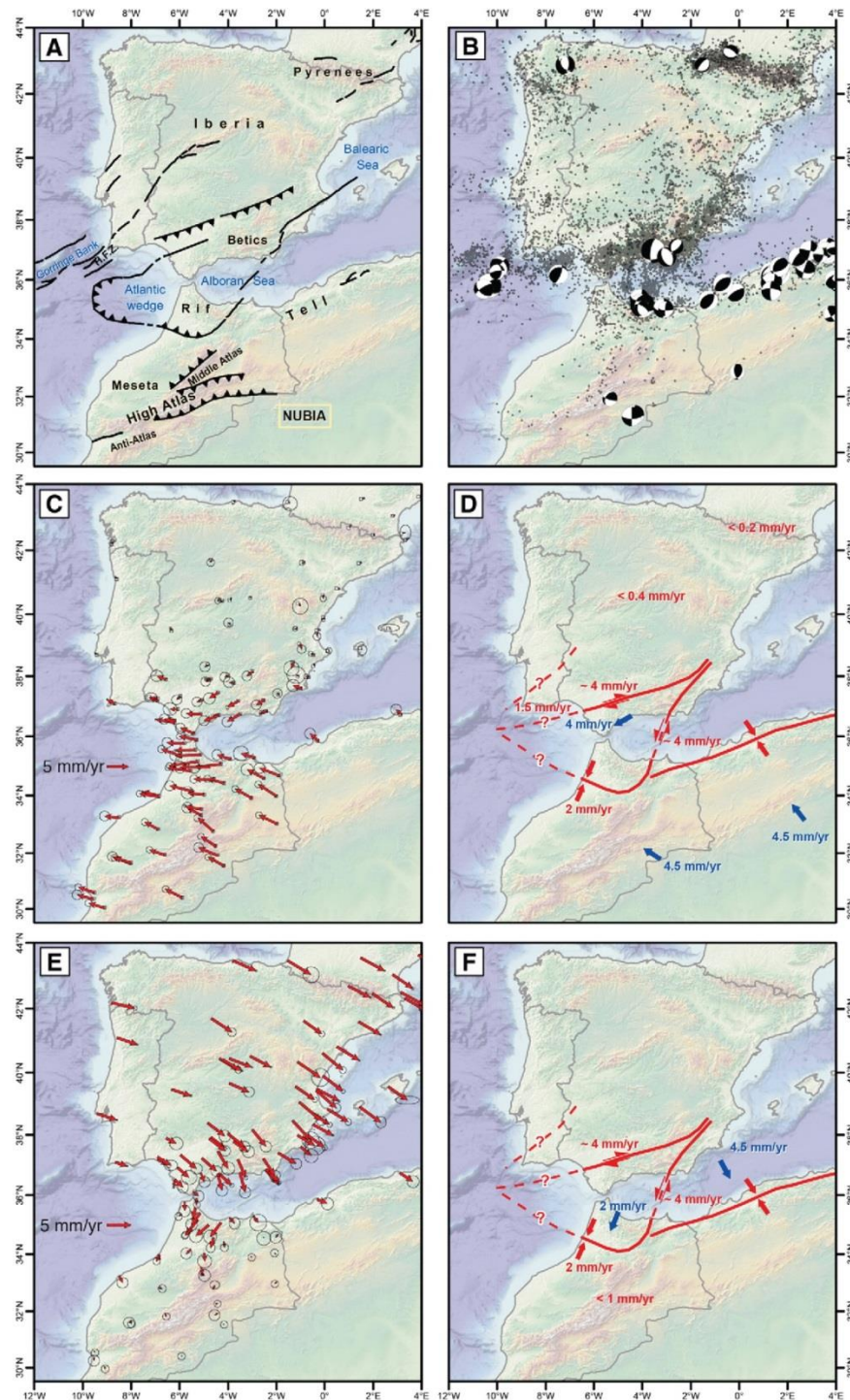


Figure 6 : A : Carte tectonique de l'Ibérie et du Maroc, modifiée à partir d'Armijo et al., 1986 et Koulali et al., 2011. H.F.Z. : Horseshoe Fracture Zone. B : Distribution de la sismicité (catalogue NEIC, 1976-2010) et mécanismes au foyer CMT (1976-2011). C : Champ de vitesse en prenant la plaque eurasienne comme référence. D : Modèle cinématique (d'après Koulali et al., 2011). Les flèches bleues indiquent les mouvements de bloc par rapport à l'Eurasie. Les doubles flèches rouges indiquent le déplacement relatif accommodé le long d'une « limite ». Les nombres isolés (rouges) indiquent le déplacement possible le long d'une faille. Les points d'interrogation indiquent les limites de plaques hypothétiques. E : Idem que C mais avec la plaque africaine comme référence. F : Idem que D mais les flèches bleues indiquent le déplacement des blocs par rapport à la plaque africaine (Nocquet, 2012).

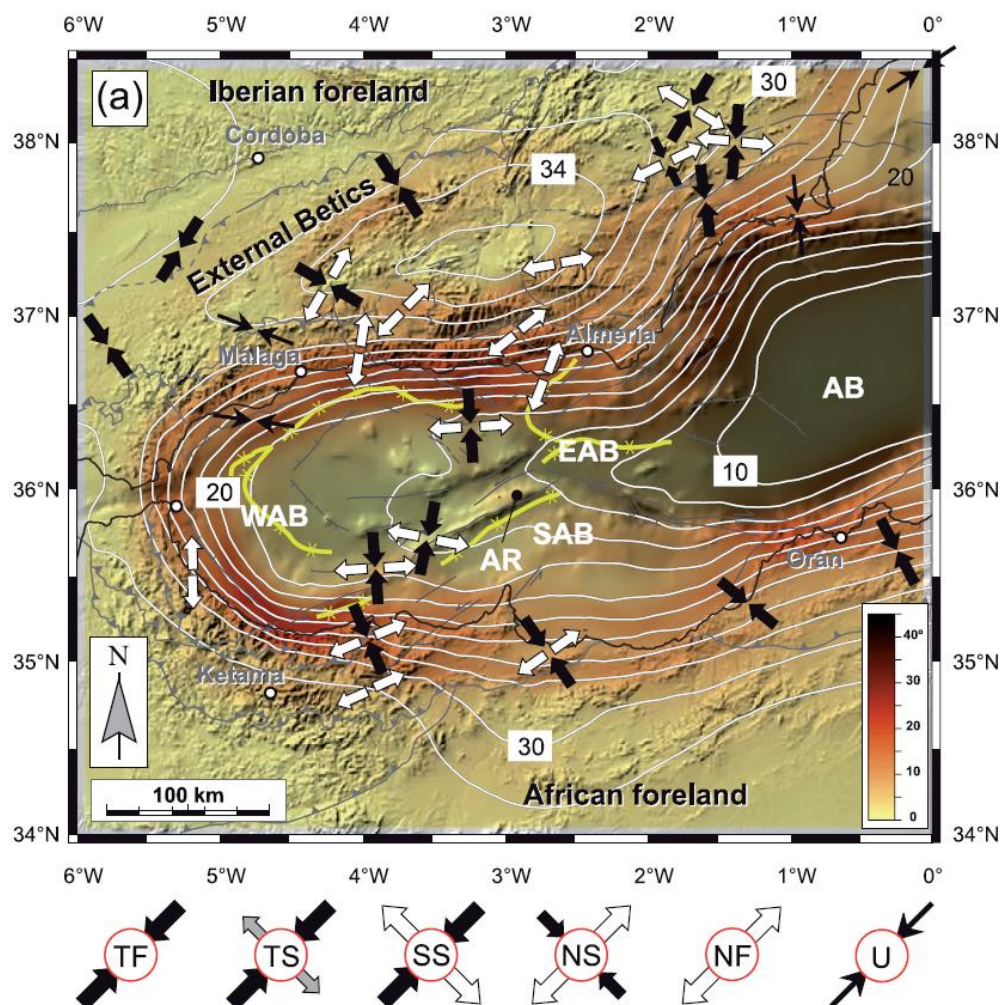


Figure 7 : Carte illustrant la variation de l'épaisseur crustale dans l'arc de Gibraltar et synthèse des régimes de contraintes locaux. Les lignes vertes dessinent les dépocentres majeurs (Fernandez-Ibanez et al., 2007). NF : normal faulting ; NS : predominantly normal faulting with strike-slip component ; TF : thrust faulting ; TS : predominantly thrust faulting with strike-slip component ; U : unknown stress regime ; AB : Algerian Basin ; AR : Alboran Ridge ; EAB : East Alboran Basin ; SAB : South Alboran Basin ; WAB: Western Alboran Basin.

1.3. Description géologique des grands domaines structuraux

Trois domaines sont généralement distingués : la plaque européenne, le domaine d'Alboran (constitué d'une croûte continentale amincie ; e.g. Platt et al., 2013) et la plaque africaine. De la convergence entre les plaques européenne et africaine résulta un édifice arqué très resserré fait de nappes et d'écailles chevauchantes vers leurs avant-pays respectifs (Michard et al., 2002). Classiquement, l'arc de Gibraltar est décomposé en trois grands domaines (**Figure 8**), de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne : les zones externes, le domaine des flyschs et le domaine d'Alboran, constitué des marges et du bassin d'Alboran.

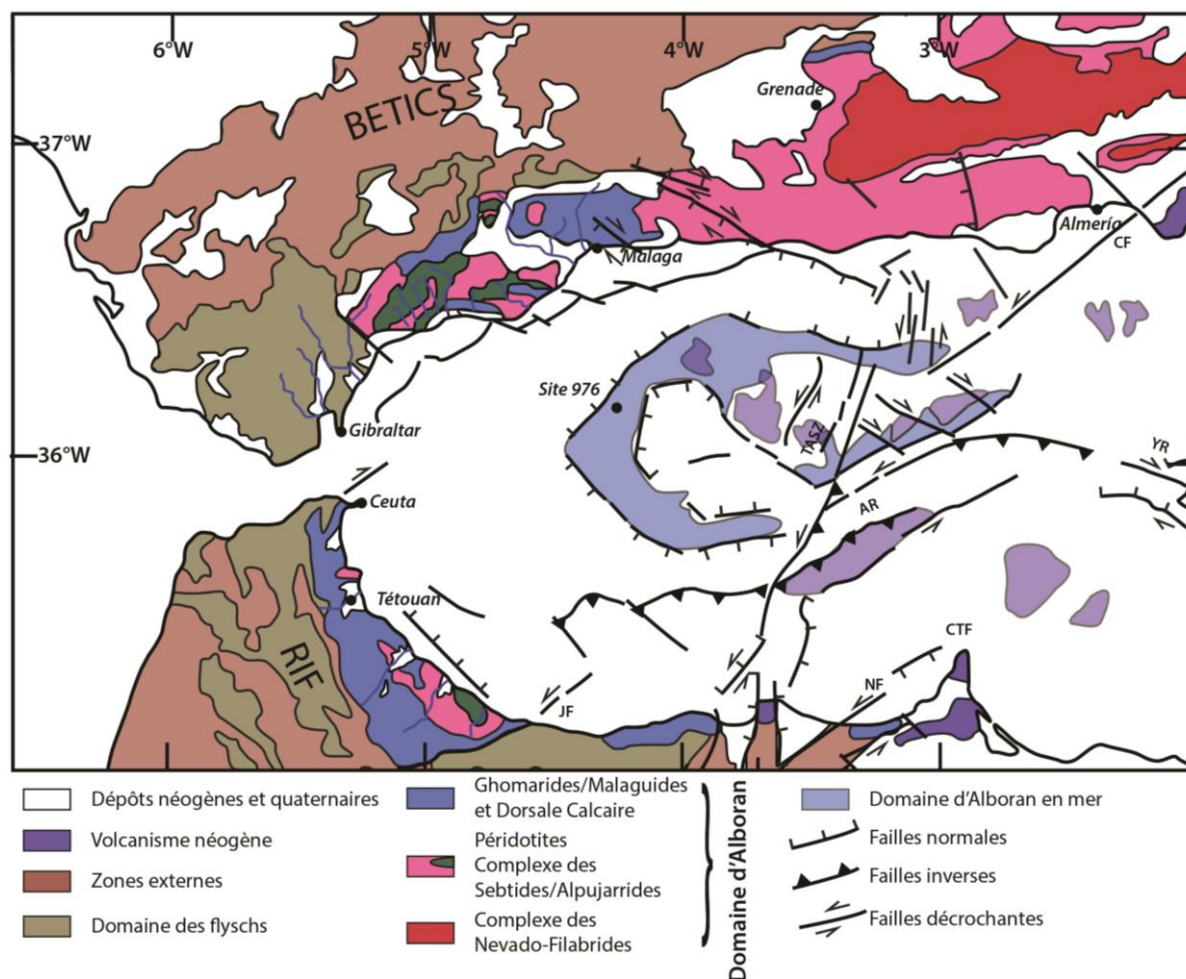


Figure 8 : Carte structurale du bassin d'Alboran et de l'orogène bético-rifain (modifiée d'après Comas et al., 1999 et Martinez-Garcia et al., 2011). AR : Alboran Ridge ; CF : Carboneras Fault ; CTF : Cap des Trois Fourches ; JF : Jebha Fault ; NF : Nekor Fault ; TASZ : Trans-Alboran Shear Zone ; YR : Yussuf Ridge

1.3.1. Les zones externes

Les zones externes constituent une « ceinture » de nappes de charriages empilées et plissées. L'orientation de ces plis et chevauchements est généralement ENE/WSW dans les Bétiques puis passe à N/S dans la zone de Gibraltar et dans le Rif septentrional. Ces structures deviennent WNW/ESE, E/W et même ENE/WSW dans le Sud du Rif. La majorité des chevauchements sont à vergence Nord dans les Bétiques, Ouest dans la zone de Gibraltar et le Nord du Rif et Sud dans le Sud du Rif.

Dans les Bétiques et le Rif, ces formations sont datées du Trias au Miocène et sont issues des marges passives respectivement ibérique et africaine. Elles sont caractérisées par une tectonique tégumentaire. La majeure partie de ces unités n'a subi aucun épisode de métamorphisme intense et la déformation compressive n'a eu lieu que durant le Miocène. Cependant, certaines unités présentent des traces de métamorphisme indiscutables (Temsamane Nord ; voir section 3.2.1.3.1.).

Plusieurs sous-ensembles sont décrits, de l'extérieur à l'intérieur de la chaîne : Prérif et Sousrif au Maroc et Prébétiques, Sousbétiques en Espagne. L'empilement des nappes a eu lieu progressivement lors de la collision entre le Domaine d'Alboran et les marges ibérique et

africaine. Les zones de Guadalquivir (en Espagne) et du Gharb (au Maroc) sont devenues des bassins d'avant-pays. Cet empilement aurait débuté au Burdigalien dans les zones les plus internes pour se terminer à la fin du Miocène dans le Bassin du Gharb et dans le prisme d'accrétion dans le Golfe de Cadix (Flinch, 1996 ; Flinch, et al., 1996 ; **Figure 9**).

1.3.2. La zone des flyschs maghrébins

Les formations des flyschs sont présentes dans les Bétiques occidentales, dans l'ensemble du Rif et continuent à affleurer vers l'Est, le long de la chaîne des Maghrébides jusqu'en Italie. Ces dépôts sont constitués de séquences silico-clastiques du Jurassique supérieur au Burdigalien inférieur, issues du bassin de la Néotéthys qui était compris entre les marges ibérique et africaine (de Capoa et al., 2007 ; Lujan et al., 2006 ; Rodriguez-Fernandez et Comas, 1999 ; Serrano, 1979). De l'Aquitaniens au Burdigalien supérieur, les dépôts ont été alimentés par des sédiments issus des zones internes (principalement de la Dorsale Calcaire et des Ghomarides), preuve de l'émersion de ces unités (de Capoa et al., 2007).

L'ensemble est « pris en sandwich » sur les zones externes et sous le Domaine d'Alboran (Bonardi et al., 2003 ; Crespo-Blanc et Campos, 2001 ; Michard et al., 2006). Il est structuré en nappes plissées dans les mêmes orientations que celles des zones externes. Ce stade de plissement est postérieur au Burdigalien supérieur et associé à la surrection et l'érosion des zones internes. Cet épisode compressif est probablement lié à la reprise de la convergence Afrique-Europe (e.g. Balanyá et al., 1997 ; Crespo-Blanc and Campos, 2001 ; Vergés and Fernandez, 2012). Dans le Golfe de Cadix, le front de chevauchement des flyschs et celui des Sousbétiques, est scellé par des dépôts langhiens (Gracia et al., 2003).

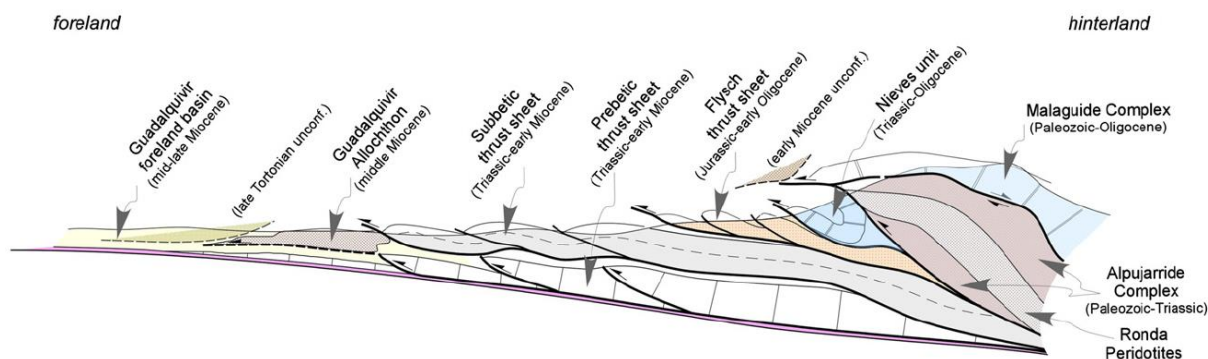


Figure 9 : Coupe conceptuelle (pas à l'échelle) synthétisant les relations structurales entre les différentes nappes de charriage de l'intérieur à l'extérieur de la chaîne bético-rifaine (Vergés et Fernandez, 2012).

1.3.3. Les zones internes

Les zones internes de l'arc de Gibraltar sont divisées en 4 grands ensembles, de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne et de haut en bas de la pile tectonique :

- i. la Dorsale Calcaire est constituée de carbonates cénozoïques à mésozoïques interprétés comme les sédiments des paléo-marges passives ibérique et africaine. Ce complexe affleure majoritairement dans les zones internes rifaines et n'est réduit qu'à d'étroits lambeaux dans les Bétiques occidentales. Ces unités sont en contact avec le domaine des flyschs par l'intermédiaire des unités prédorsaliennes (Olivier, 1984). Dans le Rif, les données paléomagnétiques obtenues dans la Dorsale Calcaire (Platzman et al., 1993) sont cohérentes avec

celles obtenues dans le massif de Beni Bousera (Feinberg et al., 1996) mais différentes de celles obtenues dans les flyschs sous-jacents. Ainsi, malgré son caractère exclusivement sédimentaire, la Dorsale aurait donc subi une évolution tectonique semblable à celle du Domaine d'Alboran. Les dépôts aquitano-burdigaliens étant pris dans les chevauchements, la mise en place des nappes dans l'ensemble de la Dorsale Calcaire, ainsi que la mise en place de ce domaine sur celui des flyschs, est postérieure au Burdigalien inférieur (e.g. Serrano et al., 2006 ; 2007 ; Hlila et al., 2008) ;

- ii. les Ghomarides-Malaguides sont formées d'un empilement de nappes paléozoïques de bas degrés de métamorphisme et de leur couverture sédimentaire non-métamorphique permo-triasique. Les températures maximales atteintes lors de l'épisode métamorphique alpin varient de $< 330^{\circ}\text{C}$ en haut de la série à $\sim 500^{\circ}\text{C}$ en bas de la série, au contact avec les Sebtides (Negro et al., 2006). Ces températures sont cohérentes avec la réouverture progressive des âges K-Ar dans ces séries (compris entre $25,3 \pm 0,9$ et $259,0 \pm 5,0$ Ma de bas en haut de la pile) ainsi qu'avec l'âge du dernier épisode métamorphique dans les Sebtides sous-jacentes (Chalouan et Michard, 1990 ; Michard et al., 2006). Les dépôts aquitano-burdigaliens scellant les contacts de nappes, l'empilement dans le complexe des Ghomarides-Malaguides est anté-Aquitainien (e.g. Serrano et al., 2006 ; 2007 ; Hlila et al., 2008) ;
- iii. les Sebtides-Alpujarrides constituent la majorité des terrains présents dans l'arc de Gibraltar, à terre et en mer (Comas et al., 1999). Elles sont constituées d'un empilement de nappes paléozoïques à triasiques de 2 à 5 km d'épaisseur et présentant des gradients métamorphiques très différents. Les contacts chevauchants entre les différentes nappes ont généralement joué en failles normales à faible pendage ou été recoupés par des failles normales ductiles (Crespo-Blanc et al., 1994). Ce sont des unités à l'histoire métamorphique complexe, débutant par un épisode de HP-BT suivi par un épisode de HT-BP. Les pics de métamorphisme atteints ont été contraints entre 7 kbar et 340°C et 11 kbar et 570°C dans les Bétiques (e.g. Crespo-Blanc et al., 1994) et jusqu'à plus de 16 kbar et $760\text{-}820^{\circ}\text{C}$ dans le Rif (Bouybaouène et al., 1998 ; Michard et al., 2006). Dans l'ensemble de l'arc de Gibraltar, cet événement métamorphique a été suivi d'une décompression adiabatique qui a exhumé ces unités jusqu'à de faibles profondeurs (e.g. Comas et al., 1999 ; Rossetti et al., 2005 ; Michard et al., 2006). Cette exhumation est associée à un épisode HT-BP qui a induit la réouverture de la majorité des géochronomètres vers 23-21 Ma et empêche de contraindre précisément le timing de l'évolution métamorphique antérieure (e.g. Platt et al., 2013 et références citées). Les données traces de fission suggèrent que l'ensemble des Sebtides-Alpujarrides ait été exhumé à de faibles profondeurs ($\sim 2\text{-}4$ km) entre ~ 20 et 16 Ma (Azdimousa et al., 2013 ; Sosson et al., 1998). Dans le Rif et dans les Bétiques occidentales, les unités de péridotites mantelliques de Beni Bousera et Ronda ont été mises en place entre deux unités hautement métamorphiques. Même s'il est couramment admis que cette mise en place a eu lieu durant l'orogénèse alpine, certains auteurs proposent qu'elle soit hercynienne ou antérieure (Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano, 2012a ; Ruiz-Cruz et al., 2011 ; Montel et al., 2000 ; Michard et al., 1997).
- iv. les Nevado-Filabrides ne sont présentes que dans les Bétiques orientales (Sierra Nevada) et constituent les unités les plus profondes de l'arc de Gibraltar. Elles sont séparées des Alpujarrides par un détachement fragile majeur penté vers l'Ouest sous lequel se trouve une zone mylonitique à ultramylonitique

(Behr et Platt, 2012 ; Jabaloy et al., 1993 ; Platt et Behrmann, 1986). Les trois unités tectono-métamorphiques qui composent ce complexe ont subi un métamorphisme HP-BT jusqu'au faciès éclogite et/ou schiste bleu (e.g. Martinez-Martinez et al., 2002). Les pics de métamorphisme sont estimés de 12-16 kbar et 320-450°C à 20-22 kbar et 650-700°C (e.g. Augier et al., 2005b ; Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2001 ; Puga et al., 2000). Les données géochronologiques suggèrent que ces épisodes métamorphiques sont plus récents que dans les Sebtides. L'évènement de HP-BT aurait eu lieu durant le Miocène inférieur et moyen (Gómez-Pugnaire et al., 2012 ; Platt et al., 2006 ; Lopez Sanchez-Vizcaino et al., 2001). Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur amphiboles et micas s'étendent de 10 à 75 Ma (Augier et al., 2005a ; Monié et al., 1991). Ils ont été interprétés comme le résultat des cristallisations successives durant la subduction et l'exhumation qui a suivi (Augier et al., 2005a) ou comme le résultat d'excès d'argon ou d'argon hérité dans les minéraux (de Jong, 2003). Les données traces de fission et (U-Th)/He sur apatites suggèrent que les derniers stades d'exhumation aient eu lieu entre 12 et 6 Ma et aient été associés au jeu fragile de la faille faisant le contact avec les Alpujarrides (Vazquez et al., 2011 ; Johnson et al., 1997). L'âge oligocène à miocène de la subduction des Nevado-Filabrides permettrait de comprendre pourquoi ces unités n'ont pas été touchées par l'évènement thermique qui a affecté les Sebtides-Alpujarrides durant leur exhumation (Platt et al., 2006).

1.3.4. Le bassin d'Alboran

Bien que le bassin d'Alboran fasse partie des zones internes, sa description nécessite une partie propre. Situé dans la partie la plus interne de l'arc, il est considéré comme un bassin arrière-arc qui se serait développé depuis l'Oligocène en liaison avec la migration de l'arc vers l'Ouest (e.g. Martínez-García et al., 2011 ; Comas et al., 1999, 1992 ; Watts et al., 1993 ; Garcia-Dueñas et al., 1992 ; Maldonado et al., 1992 ; Platt et Vissers, 1989). Il est coupé en deux par une grande zone de décrochement sénestre NNE/SSW connue comme la Trans-Alboran Shear Zone (TASZ ; Hernandez et al., 1987 ; Stich et al., 2006 ; **Figure 8**). Cette large zone de déformation extensive à transtensive s'étendrait de la faille de Carboneras, au SE des Bétiques, jusqu'aux accidents N70 et N50 de Jebha et Nekor, dans le Rif, en passant par la Ride d'Alboran (Martínez-García et al., 2011 ; Platt et al., 2003a). La TASZ a concentré la majeure partie du volcanisme de l'arc de Gibraltar du Miocène moyen à l'actuel (Hernandez et al., 1987 ; Duggen et al., 2004). Elle accommoderait une partie la convergence Afrique-Europe (e.g. Nocquet, 2012).

Le plancher de la partie occidentale du bassin d'Alboran est constitué de roches métamorphiques de haut grade : schistes, gneiss, gneiss migmatitiques, marbres, granites et roches calco-siliceuses comparables à celles identifiées sous les péridotites de Ronda dans le complexe des Alpujarrides (Soto et Platt, 1999). Les schistes sont séparés des gneiss par une importante faille normale ductile (Comas et Soto, 1999). Ces unités ont subi une évolution thermobarométrique comparable à celle de leurs équivalents terrestres. Les schistes ont subi une décompression adiabatique de 8-7 à 3 kbar. Dans les gneiss migmatitiques, la fusion aurait eu lieu durant la décompression de 5 à 3 kbar et entre 750 et 700°C. Il s'en est suivi un refroidissement quasi-isobare ($P < 3$ kbar) qui a permis la cristallisation rapide des magmas à environ 600°C (Soto et Platt, 1999). L'âge ^{40}Ar - ^{39}Ar moyen obtenu sur les micas de ces formations est de $20,0 \pm 0,2$ Ma (Kelley et Platt, 1999). Les âges traces de fission sur apatites, quant à eux, indiquent un refroidissement rapide de 120° à 60°C entre 19 et 18 Ma (Hurford et

al., 1999). Les modélisations thermiques effectuées à partir de ces données géochronologiques, combinées aux données pétrologiques, suggèrent que l'extension lithosphérique ayant provoqué l'exhumation de ces roches crustales et l'ouverture du bassin d'Alboran aurait débuté aux alentours de 27 Ma (Oligocène moyen), avant la transgression marine (Platt et al., 1998 ; Comas et al., 1999).

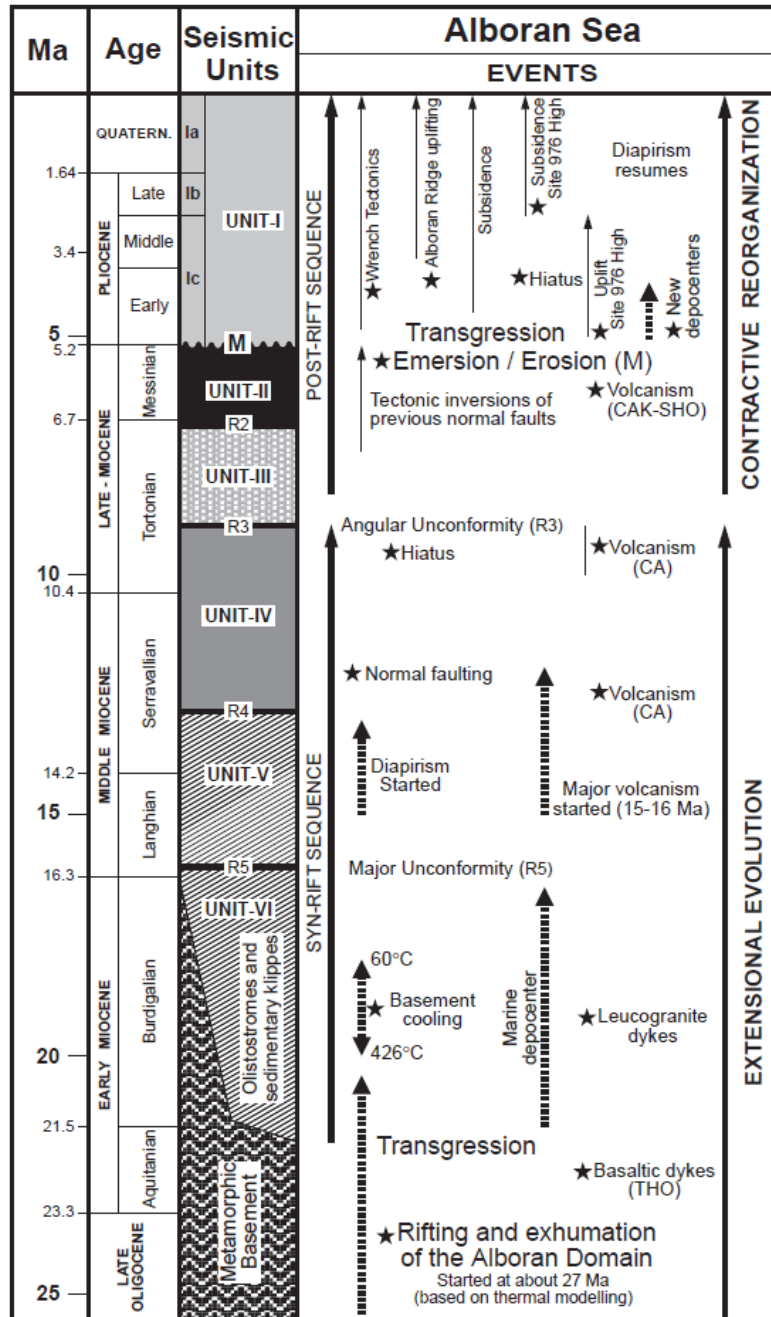


Figure 10 : Tableau synthétisant l'évolution des événements tectoniques, volcaniques et sédimentaires dans le bassin d'Alboran (Comas et al., 1999).

L'analyse combinée de données de sismique marine ainsi que de plusieurs forages répartis dans l'ensemble du bassin d'Alboran a permis d'identifier plusieurs périodes de subsidence et de surrection entre le début du Miocène et aujourd'hui (Rodriguez-Fernandez et Comas, 1999). Les dépôts syn-rift s'étalent de la fin de l'Aquitainien au Tortonien moyen. Les dépôts plus récents sont tous post-rift. L'analyse de ces dépôts a permis d'identifier deux

grandes phases de subsidence durant cette période (une première de 15,5 à 14,5 Ma puis de 13 à 10,7 Ma et une seconde, probablement transtensive, de 2,5 Ma à l'actuel). Une période de surrection a aussi été mise en évidence localement au site de forage ODP 976 entre 5 et 2,5 Ma. Certaines hypothèses la mettent en lien avec un épisode compressif affectant l'intégralité du Rif et des Bétiques au Tortonien supérieur, induit par la convergence Afrique-Europe (e.g., Comas et al., 1999 ; Chalouan et al., 1997 ; Martinez-Martinez et al., 1997 ; Morel et Meghraoui, 1996 ; Crespo-Blanc et al., 1994 ; Rodriguez-Fernandez et Martin-Penela, 1993 ; Watts et al., 1993 ; Bourgois et al., 1992 ; Cloetingh et al., 1992 ; Comas et al., 1992 ; García-Dueñas et al., 1992 ; Mauffret et al., 1992 ; Woodside and Maldonado, 1992).

Le rifting miocène a été accommodé par des failles normales crustales ductiles à faible pendage et ainsi que par des failles normales fragiles peu profondes (Comas et Soto, 1999 ; García-Dueñas et al., 1992). Depuis le Tortonien, des zones subsidentes et « surélevées » coexistent mais l'ensemble du bassin subit un approfondissement continu et plus lent que durant le Miocène (Comas et al., 1999 ; Iribarren et al., 2009).

Les forages effectués dans les bassins Est et Sud ont permis d'identifier une phase de « réorganisation tectonique » post-messinienne qui fait rejouer les failles normales préexistantes en failles inverses et donne au bassin son architecture actuelle (Comas et al., 1999 ; Gràcia et al., 2006 ; Ballesteros et al., 2008 ; Martínez-García et al., 2011).

L'évolution tectonique, volcanique et sédimentaire du bassin d'Alboran est synthétisée dans la **Figure 10**.

1.3.5. Volcanisme de l'arc de Gibraltar

Les roches volcaniques les plus anciennes de l'arc de Gibraltar ont été observées dans les Malaguides à l'Ouest de la Cordillère Bétique. Ce sont des filons andésitiques qui s'injectent durant l'Oligocène (~38-30 Ma), lors d'une phase d'extension ~ E/W (Esteban et al., 2013 ; Duggen et al., 2004 ; Turner et al., 1999). Des âges K-Ar autour de ~23 Ma suggèrent que ces filons, ainsi que les roches encaissantes, aient été affectés par l'évènement thermique oligo-miocène (Torres-Roldan et al., 1986). L'analyse des éléments majeurs et traces montre que ce volcanisme est lié à des processus de subduction (e.g. Lustrino et al., 2011 ; Duggen et al., 2004).

Des roches magmatiques de différentes composition se sont ensuite mises en place durant le Miocène inférieur (e.g. Lustrino et al., 2011) :

- i) des dacites affleurant à Mar Menor (SE de l'Espagne) ont fourni un âge ^{40}Ar - ^{39}Ar d'~18,5 Ma (Duggen et al., 2004) ;
- ii) des filons de leucogranites anatectiques se sont mis en place dans les unités les plus profondes des Sebides-Alpujarrides, et particulièrement aux abords des corps péridotitiques, pendant l'Aquitanién-Burdigalien inférieur (e.g. Rossetti et al., 2010 ; Platt et al., 2003a ; Zeck et al., 1989). Ils auraient refroidi à de faibles profondeurs (< 4 kbar) et seraient issus de la fusion de roches sédimentaires sous-charriées sous les zones internes (Rossetti et al., 2013).

Du Miocène inférieur à supérieur, une intense activité volcanique a ensuite affecté le bassin d'Alboran, ainsi que l'Est des marges espagnole et marocaine et l'Ouest de la marge algérienne. Le centre du bassin d'Alboran est principalement constitué de séries tholéiitiques, mises en place entre ~12,7 et 8,7 Ma, et est entouré de séries calco-alcalines, datées entre ~15

et 6 Ma (e.g. Duggen et al., 2008). Cette distribution a été interprétée comme le résultat d'une subduction océanique pentée vers l'Est (Duggen et al., 2008).

La Trans-Alboran Shear Zone concentre la majeure partie du volcanisme intraplaque qui affecte l'Est de l'arc de Gibraltar du Miocène supérieur jusqu'à des périodes récentes (Hernandez et al., 1987). La géochimie de ces laves est semblable à celle des OIB (Ocean Island Basalts), ce qui suggère une contribution asthénosphérique importante (e.g. Chalouan et al., 2008). Ces auteurs proposent que ce linéament volcanique ~NE/SW se prolonge ensuite vers le Moyen Atlas, jusqu'aux îles Canaries.

2. ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR

Depuis les années 1970, trois grands modèles d'évolution géodynamique ont été proposés afin d'expliquer la structure actuelle de l'arc de Gibraltar :

- les modèles supposant la présence d'un microbloc continental rigide se déplaçant entre les plaques africaine et eurasienne ;
- les modèles proposant l'amincissement de la lithosphère sous Alboran par délamination crustale ou convection mantellique ;
- les modèles les plus récents qui proposent qu'un plan de subduction à vergence Est se soit retiré vers l'Ouest.

2.1. Le modèle de la microplaque d'Alboran

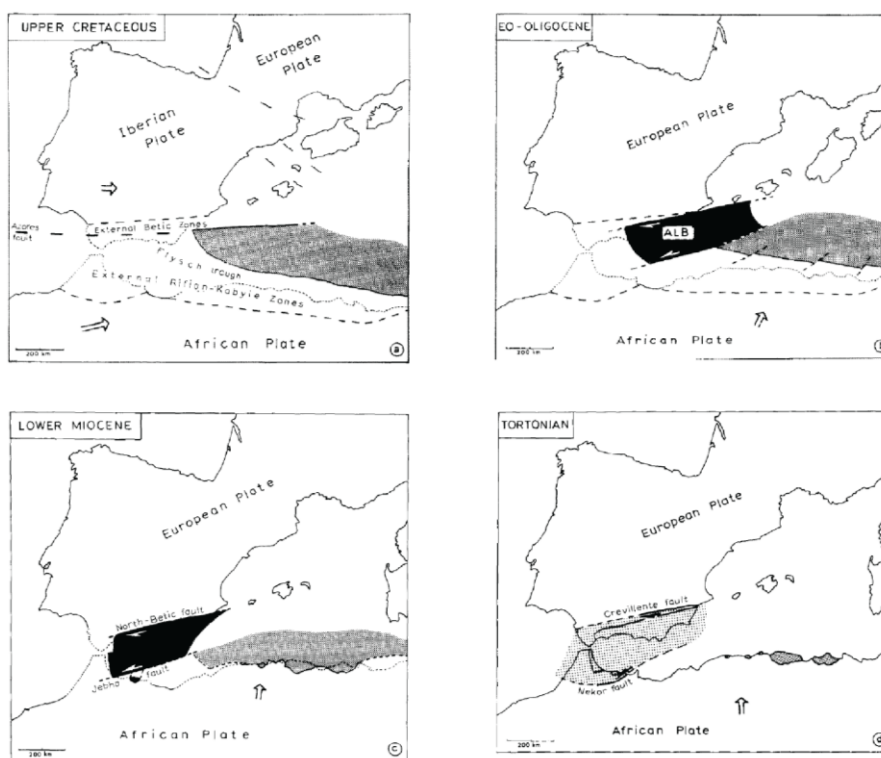


Figure 11 : Modèle d'évolution géodynamique de la microplaque d'Alboran du Crétacé supérieur au Tortonien (modifié d'après Leblanc et Olivier, 1984).

L'analyse des chevauchements vers l'extérieur de la chaîne dont le mouvement est accommodé latéralement par de grands décrochements ont conduit Andrieux et al. (1971) à proposer que ces structures aient été provoquées par le déplacement vers l'Ouest d'une

microplaque rigide et son charriage sur les plaques africaine et eurasiennne. Cette hypothèse a ensuite été poursuivie par Olivier (1984), Leblanc et Olivier (1984), Durand-Delga et Olivier (1988) et Sanz de Galdeano (1988). La microplaque d'Alboran s'étendrait sur l'ensemble des zones internes et du bassin d'Alboran et aurait été limitée d'abord par les accidents de Jebha et Nord-bétique puis par les failles de Nékor et de Crevillente (**Figure 11**).

Ce type de modèles a commencé à être abandonné dès qu'il a été admis que le Domaine d'Alboran n'évoluait pas comme un bloc continental rigide. Au contraire, il a subi une extension importante et le bassin d'Alboran est le siège d'une forte subsidence du Miocène jusqu'aujourd'hui (e.g. Crespo-Blanc et al., 1994 ; Jabaloy et al., 1993 ; García-Dueñas et al., 1992).

2.2. Modèles de délamination crustale

Ce régime compressif dans les zones externes en contradiction avec le régime extensif au cœur de la chaîne (e.g. Balanya et al., 2012) ainsi que cette géométrie en arc ont mené à la proposition de nouveaux modèles géodynamiques dès la fin des années 1980 (Doblas et Oyarzun, 1989 ; Platt et Vissers, 1989 ; Dewey, 1988). Ces auteurs suggèrent que le bassin d'Alboran ceinturé par la chaîne bético-rifaine aurait été formé par l'effondrement gravitaire d'une lithosphère épaissie au préalable lors d'un épisode compressif anté-alpin (**Figure 12**). Les premières données géophysiques ayant permis l'élaboration de ce modèle imagent un fragment de lithosphère qui se serait détaché sous le Domaine d'Alboran (Spakman et Wortel, 2004 ; Calvert et al., 2000 ; Seber et al., 1996 ; Grimson et Chen, 1986). Cette zone est aussi caractérisée par de fortes anomalies thermiques (Rimi, 2001 ; Polyak et al., 1996) et des anomalies gravimétriques négatives (Torné et al., 2000 ; Banda et al., 1980). De plus, c'est là qu'est concentrée la majeure partie du volcanisme néogène (Comas et al., 1999, 1992 ; Maillard et Mauffret, 1993).

Selon le modèle de Platt et al. (2006), à l'Éocène, l'Afrique se déplace vers l'Ibérie au Nord (**Figure 12-A**). La subduction (de polarité incertaine) et l'accrétion du Complexe des Alpujarrides (AC) sous le Complexe des Malaguides (MC) créent l'arc orogénique. Le Complexe des Nevado-Filabrides (NFC) se serait alors formé dans la zone de croûte continentale amincie sur la marge SE de la plaque ibérique. Au Miocène inférieur (17 Ma), l'effondrement du Domaine d'Alboran provoque son déplacement vers l'Ouest, entre les plaques convergentes africaine et eurasiennne (**Figure 12-B**). Cet ensemble chevauche alors le NFC. Le Domaine d'Alboran ne présente plus qu'une lithosphère amincie par la perte du manteau lithosphérique (**Figure 12-C**). Un grand détachement sépare les Malaguides des Alpujarrides. Le NFC est ensuite entré en subduction jusqu'à environ 70 km de profondeur sous le Domaine d'Alboran puis a été exhumé en extension en créant un antiforme séparé des Alpujarrides par un détachement.

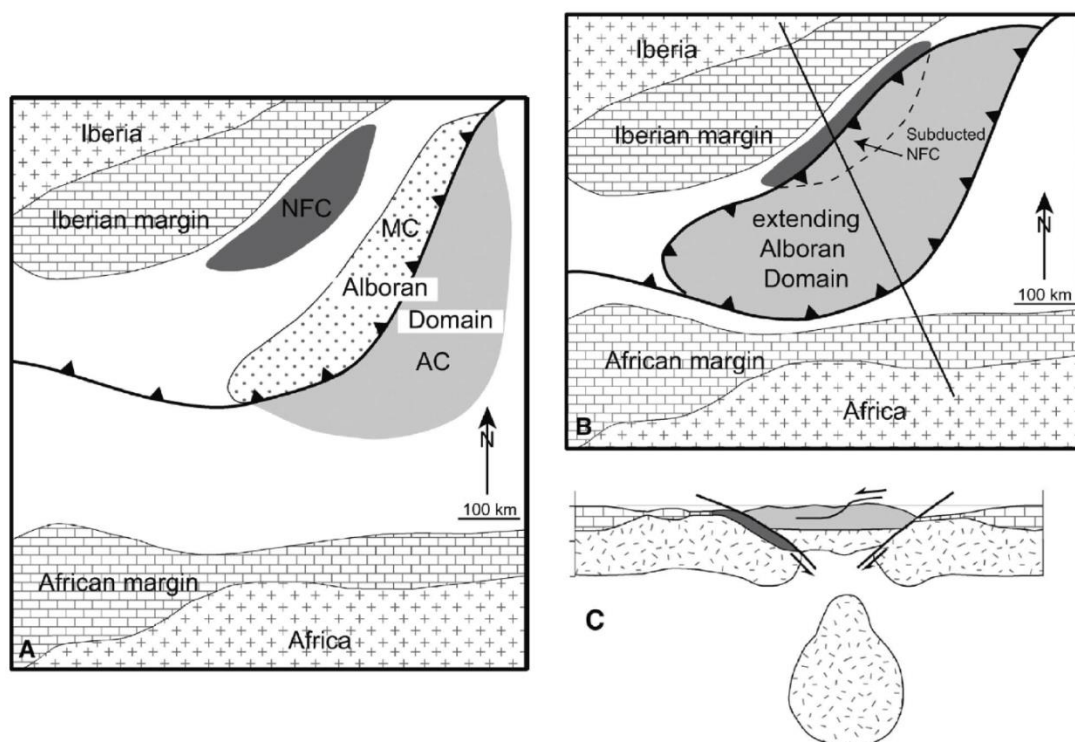


Figure 12 : Modèle d'évolution géodynamique faisant intervenir des processus de délamination crustale (Platt et al., 2006). A : Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran à l'Éocène ; B : Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran au Miocène ; C : Coupe lithosphérique schématisée localisée sur la figure B.

2.3. Modèles de retrait du plan de subduction

Ces modèles sont basés sur les effets induits sur la plaque supérieure par le retrait d'un plan de subduction (Royden, 1993a et b ; Malinverno et Ryan, 1986). Dans de nombreuses zones du globe, des plans de subduction se retirent de leurs arcs, les faisant alors migrer dans la même direction que se fait le retrait. Cela provoque une importante extension arrière-arc associée à des remontées de matériel asthénosphérique pouvant expliquer la transition des magmas calco-alcalins à alcalins dans la partie orientale de l'arc (e.g. Lustrino et al., 2011 ; Duggen et al., 2004).

Les reconstructions cinématiques (e.g. Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2006) montrent le retrait progressif du panneau plongeant en Méditerranée occidentale. Il est accompagné d'une extension N-S à l'Oligocène, puis E-W au Miocène, quand la direction de retrait change (**Figure 13**).

Un autre effet de ce processus concerne les rotations qui affectent la plaque supérieure. Les données paléomagnétiques obtenues dans les zones externes font état de rotations de l'ordre de 130° dans le sens horaire dans les Bétiques et 100° dans le sens antihoraire dans le Rif (Ciffeli et al., 2008 ; Mattei et al., 2007, 2006 ; Allerton et al., 1993 ; Platzman et al., 1993). Ces auteurs ont contraint le timing des rotations entre la limite Oligo-Miocène et la fin du Miocène voire le début du Pliocène.

Un corps caractérisé par une forte anomalie de vitesse sismique positive à pendage Est sous le bassin d'Alboran a été imagé (Pedrera et al., 2011, Spakman et Wortel, 2004, et

Gutscher et al., 2002). Ce corps a été interprété comme un plan de subduction à pendage Est qui plongerait sous le Domaine d'Alboran.

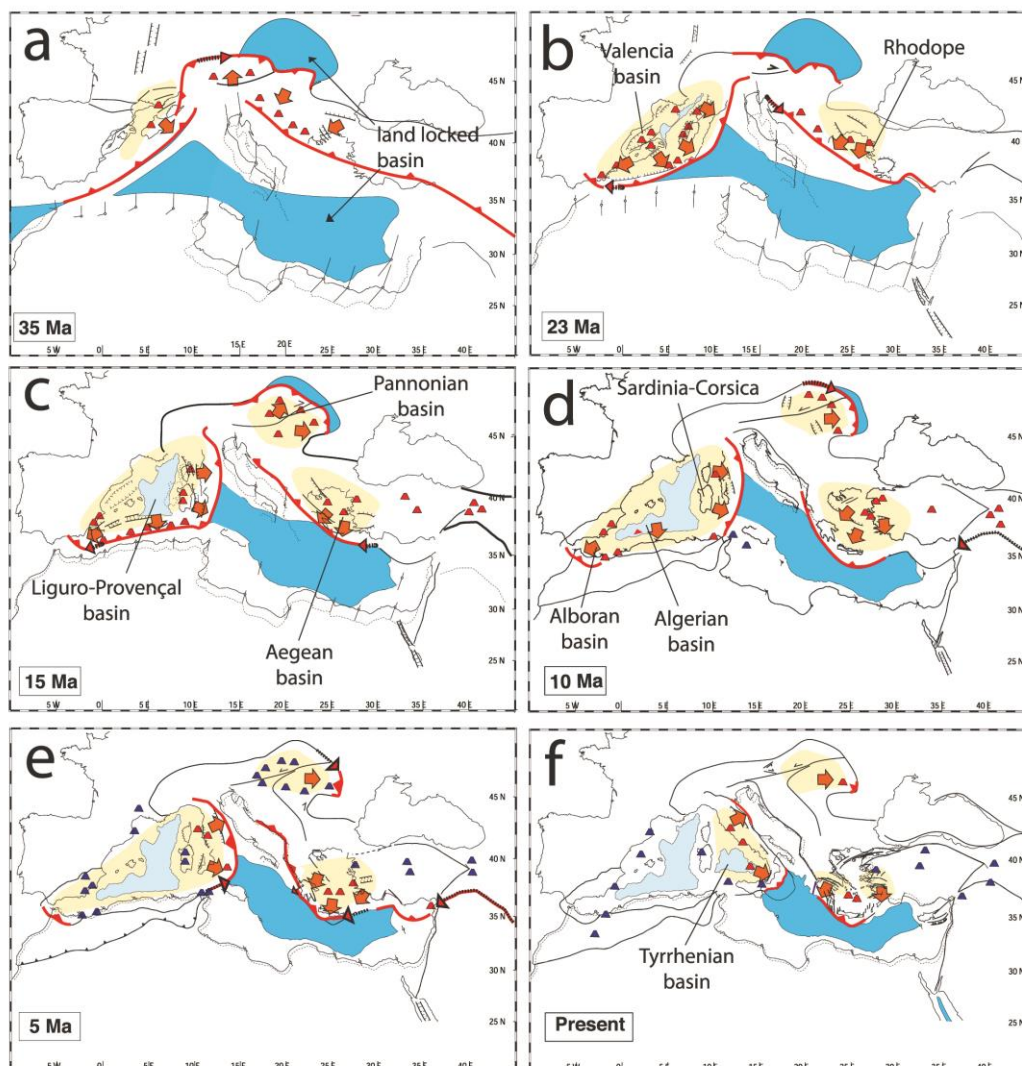


Figure 13 : Modèle d'évolution géodynamique de la Méditerranée en cinq étapes (Faccenna et al., 2014). Les lignes rouges indiquent les subductions actives. Les volcans rouges et bleus indiquent la position des volcans orogéniques (calco-alcalins) et anorogéniques (alcalins et shoshonitiques). Les secteurs jaunes représentent les zones en extension, et les flèches indiquent la direction d'étirement.

Plus récemment, un modèle a été présenté par Verges et Fernandez (2012) dans lequel il existerait deux plans à polarité opposées séparés par une faille transformante orientée ~NW/SE (**Figure 14**). Cet accident accommoderait, à l'Ouest, le retrait, vers le NW, d'un plan de subduction à polarité SE formant l'arc bético-rifain, et à l'Est, le retrait, vers le SE, d'un plan de subduction à polarité NW formant les structures de la Grande et Petite Kabylie.

Ces quinze dernières années, de nombreux travaux réalisés tendent à pencher en faveur de ce modèle de retrait du plan de subduction (e.g. Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2008, 2006 ; Faccenna et al., 2002, 2001 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Lonergan et White, 1997).

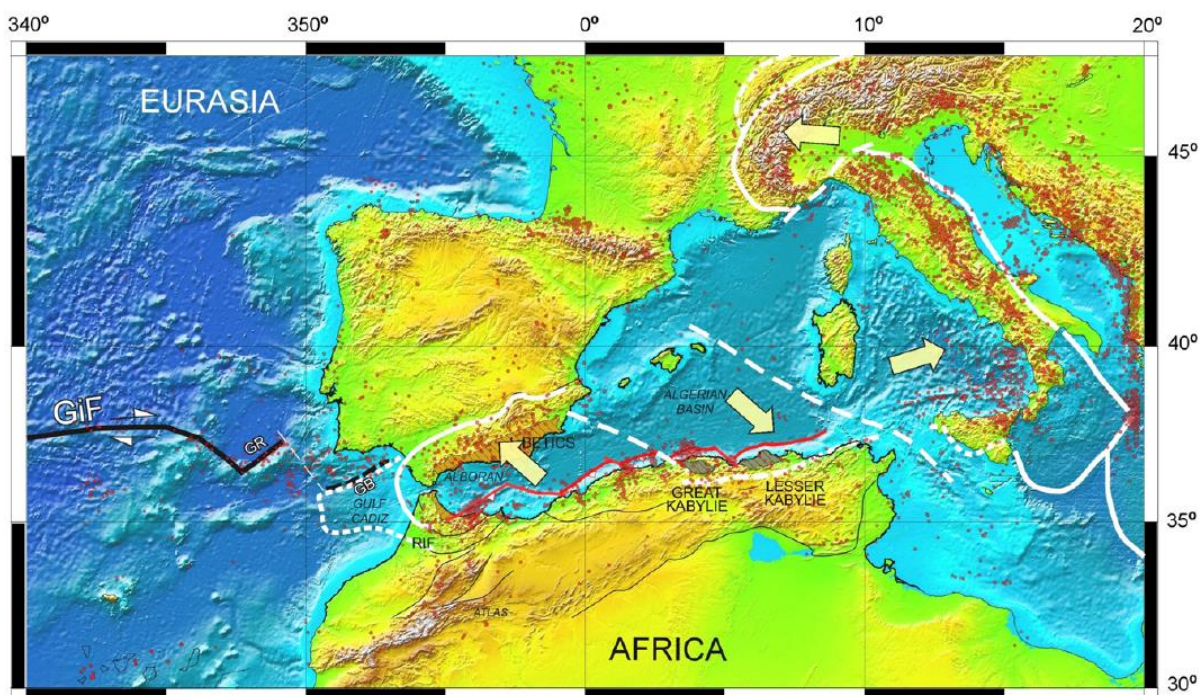


Figure 14 : Carte topographique de la Méditerranée occidentale avec la localisation des séismes (points rouges) et la distribution des terrains métamorphiques HP dans l'arc bético-rifain (zones oranges) et dans la chaîne du Tell (zones marrons). Les lignes blanches continues illustrent la géométrie des systèmes orogéniques arqués. Les lignes blanches en pointillés illustrent les zones transformantes actives ou inactives séparant les Alpes des Apennins et des Kabylies. La ligne rouge le long de la marge Nord-africaine représente l'inversion tectonique de la marge (Strzeczynski et al., 2010 ; Mauffret, 2007). GB : Guadalquivir Bank ; GIF : Gibraltar Faults ; GR : Gorringe Ridge. D'après Vergès et Fernandez (2012).

2.4. Limites de ces modèles

Les incertitudes concernant les véritables limites de plaques (**Figure 3**) constituent un problème majeur quant à l'établissement de ces différents modèles. De plus, dans le cas des modèles faisant intervenir des processus de subduction, très peu de contraintes existent quant à la géométrie du (ou des) plan(s) de subduction. Il a été proposé :

- i) que le plan de subduction pente vers le Nord (Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2008, 2006 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Faccenna et al., 2001 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Dercourt et al., 1986) ;
- ii) que le plan de subduction pente vers le Sud (Vergès et Fernandez, 2012) ;
- iii) que le plan de subduction pente vers l'Est (Spakman et Wortel, 2004 ; Gutscher et al., 2002) ;
- iv) qu'il y ait eu une double subduction, une à polarité Sud au Paléogène et une autre à polarité Nord au Néogène (e.g. Michard et al., 2002).

Dans chacun de ces modèles, le problème majeur est la rotation du plan de subduction au Miocène, et donc la formation de l'arc de Gibraltar. Par exemple, d'après la majorité des modèles (Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2008, 2006 ; **Figure 13**), ce plan de subduction est orienté ~ENE/WSW à l'Oligocène moyen. À la limite oligo-miocène, une partie de l'arc de Gibraltar est formée, avec des segments ~E/W dans les Bétiques et le Rif et ~N/S à l'extrémité Ouest de l'arc (Jolivet et al., 2008, 2006). De même, la formation de la chaîne bétique n'est pas expliquée par le modèle de Faccenna et al. (2014). Les étapes de structuration de l'arc de Gibraltar sont encore très mal contraintes par ces modèles.

3. LA STRUCTURE ACTUELLE DE LA CHAÎNE DU RIF

3.1. Données géophysiques

3.1.1. Données sismiques

Une image assez complète de la limite croûte-manteau dans le Nord du Maroc a été modélisée récemment à l'aide de données sismiques (Turner et al., 2014 ; Mancilla et al., 2012). Ces données apportent des informations cruciales concernant l'épaisseur de la croûte sous le Rif. Trois domaines ont été distingués (**Figure 15**) :

- i) le NW du Rif, du Détroit de Gibraltar jusqu'à 34,5°N et de l'Atlantique à ~4,5°W, présente une croûte épaissie variant entre ~44-35 km d'épaisseur ;
- ii) cette croûte s'amincit jusqu'à ~30-22 km sous le NE de la chaîne (de la Méditerranée à 34,5°N et de ~4,5°W jusqu'à la frontière algérienne). Ce domaine aminci s'étend jusque sous la bordure du domaine du Moyen Atlas et s'épaissit légèrement du Nord vers le Sud ;
- iii) au Sud, sous ~34°N, la croûte a une épaisseur moyenne d'~32 km, et ce, sous la Meseta Marocaine ainsi que sous le Moyen Atlas.

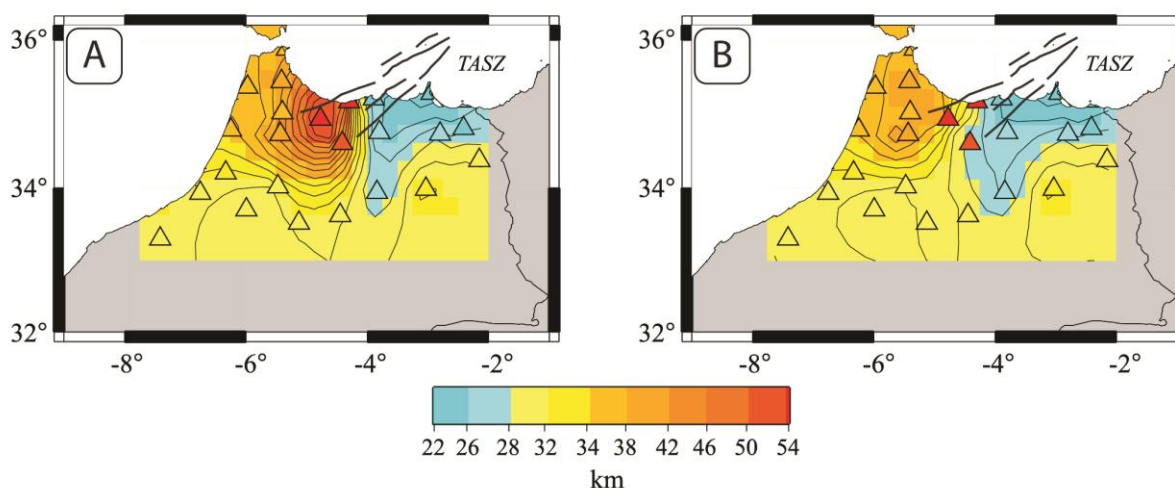


Figure 15 : Cartes de la profondeur du Moho dans le Nord du Maroc à partir de deux méthodes de calcul différentes (Mancilla et al., 2012). Les triangles représentent la position des stations, les traits gras sont les principales failles de la Trans-Alboran Shear Zone. Mancilla et al. (2012) affirment que le modèle B est le plus cohérent.

Les deux domaines au Nord du Rif sont séparés par une discontinuité crustale qui semble localisée dans le prolongement SW de la Trans-Alboran Shear Zone (Mancilla et al., 2012). Cette discontinuité recoupant les zones externes, voire l'ensemble des formations rifaines, serait postérieure à la principale phase orogénique et serait plutôt liée aux processus extensifs qui affectent le Bassin d'Alboran depuis le Miocène.

3.1.2. Gravimétrie

Plusieurs études gravimétriques ont été effectuées dans le Rif depuis les années 1970 (Petit et al., en révision ; Khattach et al., 2013 ; Torné et al., 2000 ; Tadili et al., 1986 ; Bellot, 1985). Les anomalies de Bouguer observées ont été attribuées à des variations d'épaisseur et

de densité de la couverture sédimentaire ainsi que de la croûte. Les différents domaines géologiques connus sont bordés par des zones de fort gradient gravimétrique. En ce qui concerne le domaine Nord-rifain, une anomalie négative est visible entre le Détroit de Gibraltar et $\sim 4^{\circ}\text{W}$ de longitude (**Figure 16-A**). Ces anomalies deviennent nulles à positives à l'Est de ce méridien. Le Sud du Rif est caractérisé par des anomalies allant jusqu'à -180 mGal tandis que la côte sous le massif de Beni Bousera est caractérisée par des anomalies positives jusqu'à ~ 70 mGal. Dans le Nord du Rif, les anomalies négatives à l'Ouest et positives à l'Est sont séparées par une zone de fort gradient gravimétrique qui se surimpose au prolongement SW de la Trans-Alboran Shear Zone.

Plus récemment, les données gravimétriques ont été combinées aux données d'épaisseur de croûte de Mancilla et al. (2012) afin de déterminer le rôle de la compensation isostatique sur la formation du relief dans le Nord du Rif (Petit et al., en révision). Un modèle gravimétrique a été réalisé à partir des données de profondeur du Moho et a été comparé aux anomalies de Bouguer observées (**Figure 16-B**). Un modèle d'anomalies de Bouguer résiduelles a ensuite été calculé grâce à la différence entre le modèle gravimétrique et les données observées (**Figure 16-C**). Cela permet une meilleure estimation des variations gravimétriques liées à des différences de densité dans la croûte. Il a été déterminé ainsi que les anomalies observées seraient liées à des variations de densité intra-crustales dues à la structure tectonique de la chaîne et non compensées par des variations de profondeur du Moho (Petit et al., en révision). L'anomalie résiduelle positive dans les zones internes correspondrait au corps ultramafique de Beni Bousera tandis que l'anomalie négative sous les zones externes correspondrait à la zone où les nappes Prérifaines sont les plus épaisses.

Petit et al. (en révision) affirment aussi que, d'après l'isostasie locale, le Rif Nord-occidental, de Tanger à Jebha, devrait présenter un relief 500 à 1500 m plus haut que ce qui est observé. Cette anomalie topographique est corrélée avec la présence, en profondeur, d'une anomalie sismique positive (Turner et al., 2014 ; Alpert et al., 2013 ; Bokelman et al., 2011 ; Perouse et al., 2010 ; Spakman et Wortel, 2004). La Trans-Alboran Shear Zone serait alors une zone de déformation majeure à l'échelle crustale qui constituerait la bordure Est du Rif occidental et subirait actuellement délamination, surrection et migration vers le SW (Petit et al., en révision).

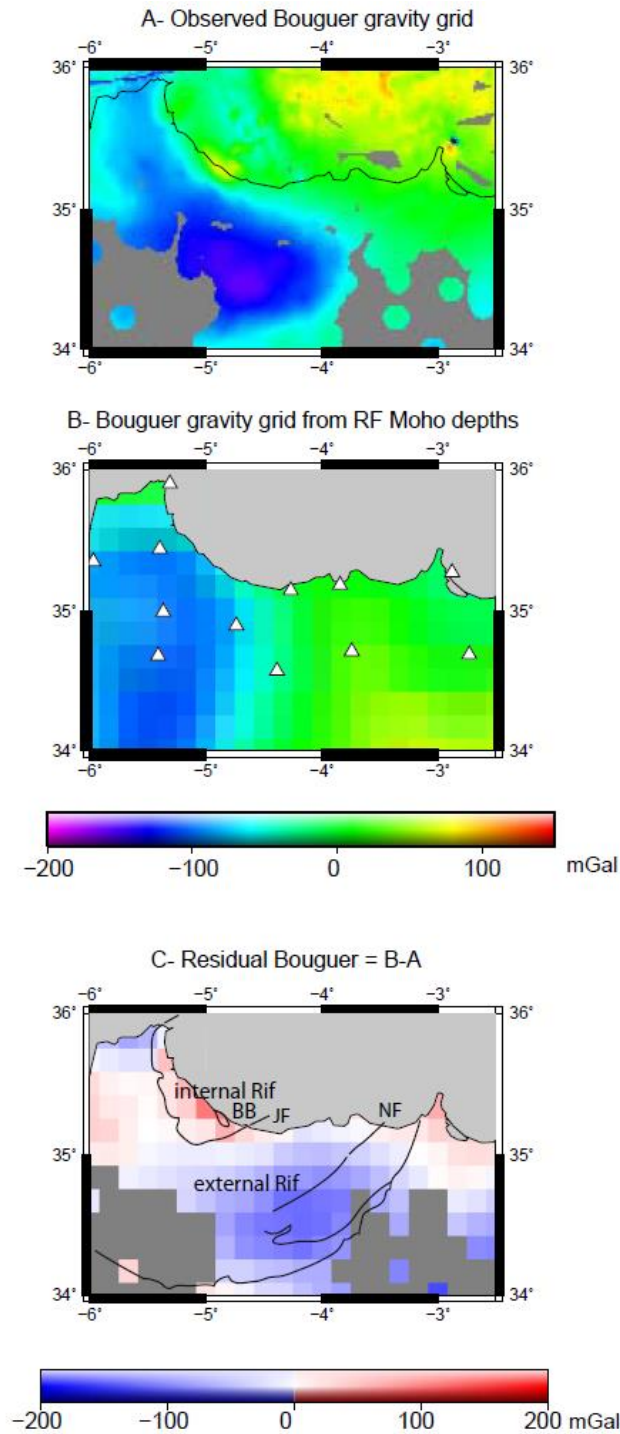


Figure 16 : A- Anomalies gravimétriques de Bouguer mesurées, à partir de la base de données du BGI (Bureau Gravimétrique International) ; B- Anomalie gravimétrique de Bouguer modélisée à partir des données de profondeur du Moho. Les triangles correspondent aux stations sismiques ayant servi aux calculs de profondeur du Moho (Mancilla et al., 2012). ; C- Anomalies de Bouguer résiduelles (anomalies observées – anomalies modélisées). Les lignes noires sont les failles majeures du Rif. Modifiée d'après Petit et al. (en révision).

3.1.3. Données de flux de chaleur et gradient géothermique

Différentes études géothermiques ont été menées au Maroc (Zarhloule 2007, 1999 ; Rimi 2001, 1990 ; Rimi et al. 1998,). Plusieurs essais d'élaboration de cartes du gradient géothermique régionales ont été effectués dans le Rif (Zarhloule et al., 2007 ; Rimi et al., 1998 ; Lahrach, 1994).

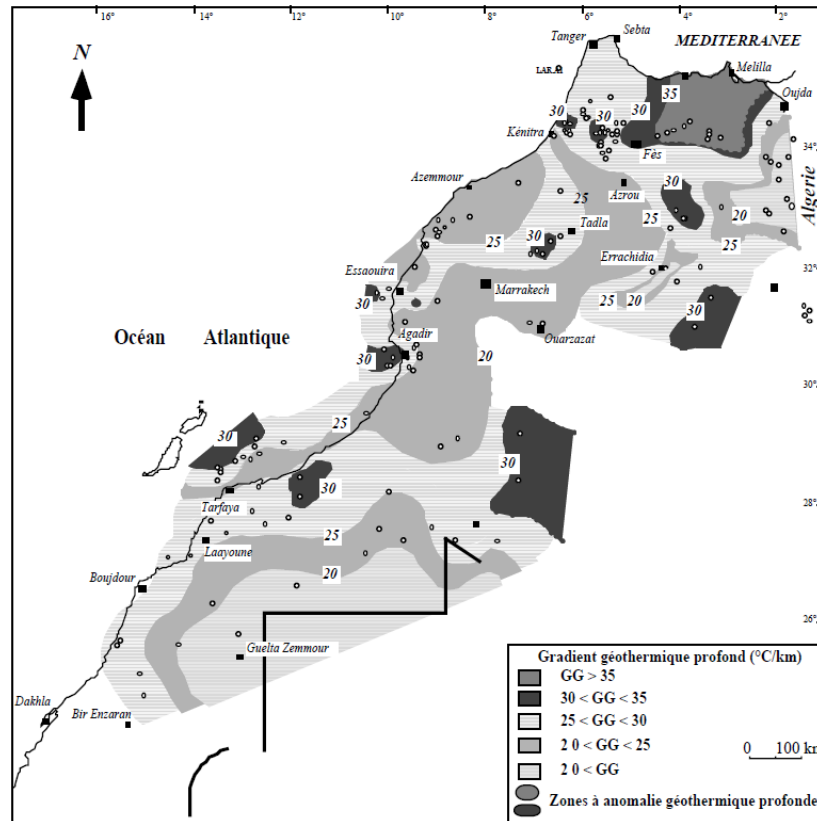


Figure 17 : Carte du gradient géothermique du Maroc. Les points blancs localisent les forages (Zarhloule, 2004).

Dans le bassin du Maroc nord-oriental (entre Al Hoceima et Melilla), le gradient varie entre 17 et 41°C/km en allant du Sud vers le Nord (vers le bassin d'Alboran). Cette anomalie se superpose au volcanisme néogène et quaternaire de la province orientale (Zarhloule, 2004).

Dans le bassin du Rif occidental, aucun forage n'est présent dans les zones internes, ils sont tous concentrés dans les bassins du Gharb et de Saïss, au Sud de la chaîne. Cette distribution hétérogène constitue un biais à prendre en compte dans l'interprétation des gradients géothermiques obtenus. Zarhloule (2004) distingue cependant trois zones :

- i) à l'Est, dans le bassin de Saïss, le gradient augmente du Sud au Nord et coïncide avec l'approfondissement d'un aquifère rempli d'eaux chaudes (< 40°C à la surface ; Lahrach et al., 1998) ;
- ii) le centre présente une zone de forte augmentation du gradient géothermique (jusqu'à 34°C/km) attribuée à de profondes circulations de fluides dans des réseaux de failles (Lahrach et al., 1998 ; Ben Aabidate, 1994) ;
- iii) à l'Ouest, dans le bassin du Gharb, le gradient géothermique dépasse les 32°C/km. Comme pour la zone centrale, cette augmentation est probablement due à des phénomènes hydrodynamiques dans les aquifères profonds du bassin (Ben Aabidate, 1994).

Quelques données ponctuelles sont disponibles dans le Bassin d'Alboran oriental et font état d'une forte anomalie de flux de chaleur avec un gradient géothermique qui peut atteindre les 65°C/km (Rimi, 2001). Comme pour le bassin du Maroc nord-oriental, cette anomalie est interprétée comme la conséquence de l'amincissement crustal qui a eu lieu dans cette région et du volcanisme néogène et quaternaire qui en résulte.

3.2. Les principaux domaines structuraux de la chaîne du Rif

La chaîne du Rif est composée de trois domaines principaux, allant de l'extérieur à l'intérieur de l'arc et du haut au bas de la pile stratigraphique : les zones externes, les flyschs maghrébins et les zones internes (**Figure 18** et **Figure 19**).

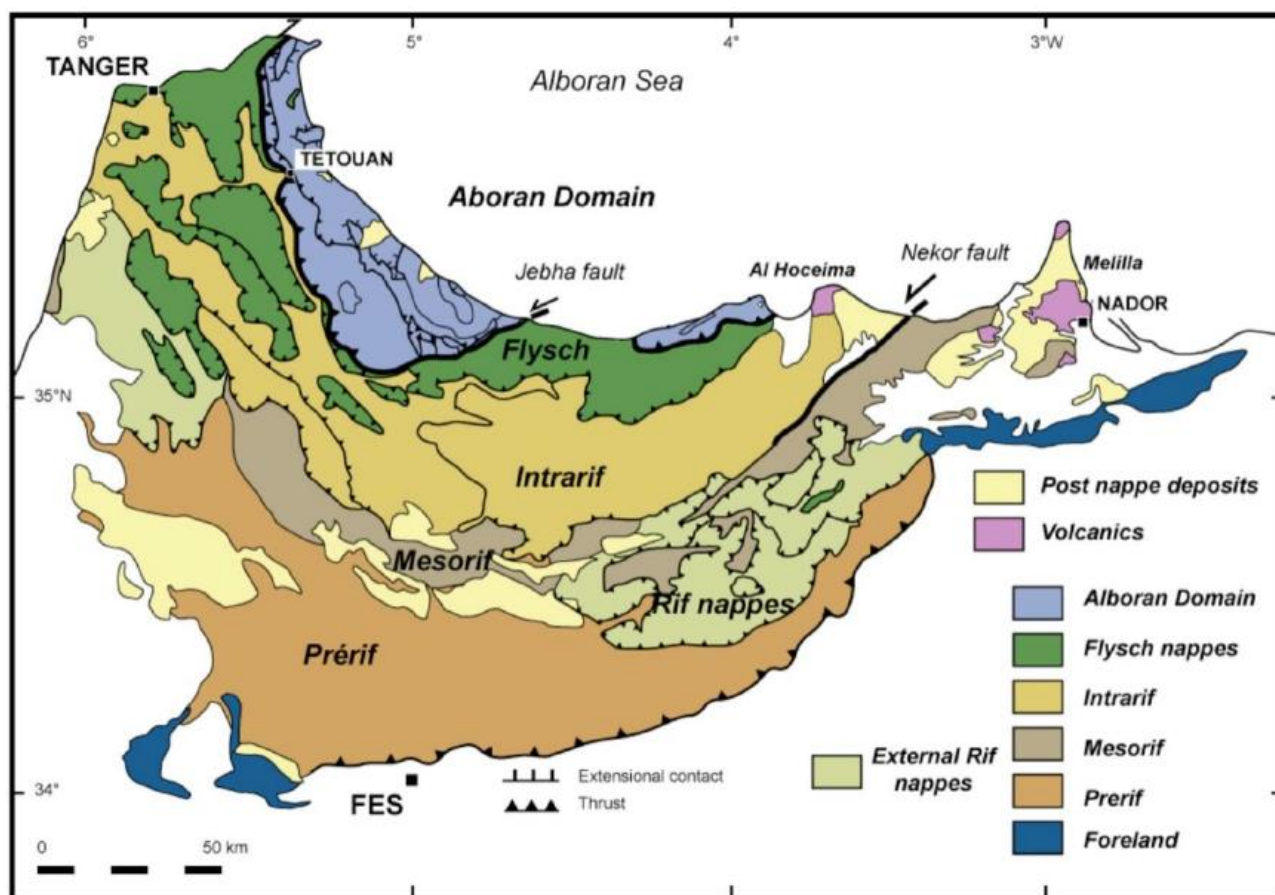


Figure 18 : Carte structurale de la chaîne du Rif (modifiée d'après Negro et al., 2008)

3.2.1. Les zones externes et les bassins d'avant-pays

Les zones externes sont interprétées comme les formations de la paléomarge passive africaine chevauchées par les zones internes. Elles sont majoritairement constituées de sédiments Mésozoïques et Cénozoïques avec quelques affleurements limités de serpentinites et de magmatisme alcalin. Deux zones structurales sont distinguées du Sud au Nord et du bas au haut de la pile stratigraphique : le Prérif et le Sousrif, lui-même divisé en Mesorif et Intrarif (Asebriy, 1987). Elles dérivent respectivement de parties de plus en plus distales et profondes de la paléomarge africaine (Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006 ; Wildi, 1983). L'orogénèse alpine a provoqué le chevauchement du Sousrif sur le Prérif.

L'ensemble des zones externes n'est pas métamorphique. Seules les unités de Kétama (Intrarif profond) et celles du Nord des Tamsamani (Mésorif oriental) présentent des conditions métamorphiques du faciès des Schistes Verts (Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006 ; Vazquez et al., 2013).

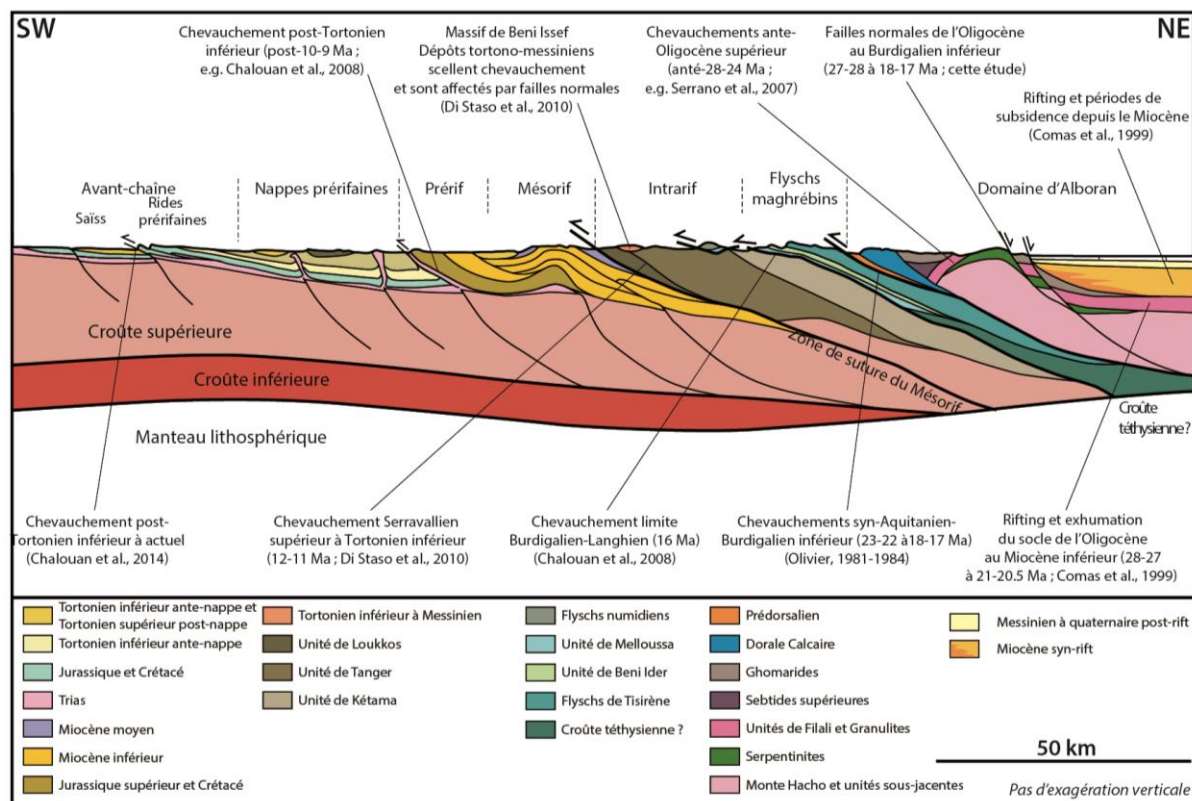


Figure 19 : Coupe de la chaîne du Rif à l'échelle crustale (d'après Michard et al., 2002) avec l'âge des contacts majeurs d'après les données bibliographiques.

Le Mésorif chevauche les bassins du Gharb et de Saïss qui constituent les bassins d'avant pays de la chaîne rifaine. Enfin, le domaine externe est recoupé par un accident sénestre majeur, orienté NE/SW à ENE/WSW : la faille de Nékor. Elle est encore active dans sa partie méridionale et relayée par le système de failles N/S de Trougout dans la région d'Al Hoceima (Poujol et al., 2014). L'ensemble de ces domaines est décrite ci-dessous de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne.

3.2.1.1. Les bassins d'avant-pays

Les bassins du Gharb et de Saïss, situés au Sud de la chaîne du Rif, constituent les bassins d'avant-pays de la chaîne. Ils sont localisés entre le domaine du Prérif, au Nord, et la Meseta et le Moyen Atlas au Sud (**Figure 18**). Ils ont été formés durant une phase de subsidence induite par l'avancée du front de chevauchement rifain depuis le Miocène moyen (Sani et al., 2007). Les dépôts marins les plus récents sont constitués de sables lités datés du Pliocène moyen (Wernli, 1988). Ils sont ensuite surmontés par des dépôts continentaux lacustres et palustres plio-quaternaires (Ahmadou, 2002 ; Ahmadou et Chalouan, 1988).

L'ensemble du bassin du Gharb est affecté par des failles normales syn- à post-mise en place des nappes durant le Néogène supérieur (Zouhri et al., 2002). Elles sont interprétées

comme le résultat d'une extension flexurale. Des structures compressives (plis et failles) N90° à N110° ont été identifiées le long de la côte actuelle du bassin du Gharb (Aït Brahim, 1991 ; Morel, 1989). Elles provoquent la surrection des formations du Miocène supérieur au Pliocène inférieur et déplacent des complexes dunaires quaternaires (Toto et al., 2012). De même, des signes de compression récente ont été décrits dans le bassin du Saïss (Chalouan et al., 2014 ; **Figure 19**).

3.2.1.2. *Prérif*

Le Prérif est un complexe sédimentaire constitué d'olistostromes remaniant des blocs Paléozoïques à Cénozoïques dans une matrice composée de marnes tortoniennes (Suter, 1980 ; Bourgois, 1977 ; Vidal, 1971). Ce domaine constitue le substratum du bassin du Gharb et est subdivisé en Prérif externe et Prérif interne (**Figure 19**).

Le Prérif interne est formé d'un empilement de séries chevauchées et plissées incluant des roches du Jurassique et du Crétacé inférieur détachées du substratum paléozoïque de la plaque africaine. Ce domaine est constitué de nappes peu épaisses et discontinues qui chevauchent le Prérif externe (Favre, 1992 ; Michard, 1976). Le Prérif externe (ou Nappes Prérifaines) est principalement formé de blocs jurassiques à miocènes emballés dans une matrice triasique déposée dans le bassin d'avant-pays au Miocène moyen et supérieur (Feinberg, 1986 ; Levy et Tilloy, 1952).

Le front de chevauchement du domaine du Prérif a été identifié dans l'océan Atlantique, dans le prolongement occidental de l'accident de Jebha (Maad et al., 2010).

3.2.1.3. *Sousrif*

Le Sousrif est constitué d'un ensemble de roches sédimentaires et de bas degrés de métamorphisme qui ont été déformées dans le domaine fragile à ductile (Azdimousa et al., 2007 ; Asebriy et al., 2003, 1994, 1993 ; Michard et al., 1992 ; Frizon de Lamotte, 1985 ; Andrieux, 1971). Cet ensemble structural est traversé par l'accident de Nékor qui délimite des unités aux caractéristiques différentes. Il est composé du Mésorif et de l'Intrarif (Durand-Delga et al., 1962).

3.2.1.3.1. *Le Mésorif*

Dans le Rif occidental et central, le Mésorif est caractérisé par un ensemble d'antiformes, dont les cœurs sont constitués de formations du Miocène inférieur à moyen, chevauchés par des nappes allochtones Mésozoïques plissées (e.g. Chalouan et al., 2008). Ces nappes ont une origine plus interne que celles du Prérif (Durand-Delga et al., 1962).

Des massifs de gabbros ont été observés dans le Mésorif central et occidental, respectivement à l'E de Taounate et à l'E d'Ouezzane (Benzaggagh et al., 2014). Ils ont été interprétés comme des reliques allochtones du substratum océanique jurassique-crétacé de la Téthys (Benzaggagh et al., 2014) et sont dans la continuité directe de la Zone de Suture du Mésorif qui s'étend du Rif oriental aux montagnes d'Oran (Michard et al., 2007, 1992). Cette suture est marquée par la présence du massif serpentinitique de Beni Malek qui a été exhumé au Jurassique supérieur et est désormais coincé entre les unités de Kétama et des Temsamane décrites ci-dessous (Michard et al., 1992). Cette structure actuelle a été interprétée comme :

- i) la marge passive africaine jurassique-crétacée qui aurait subi une inversion tectonique et aurait formé la Zone de Suture du Mésorif au Miocène (Benzaggagh et al., 2014) ;
- ii) un bloc de la marge du Tell qui aurait été déplacé sur près de 250 km vers l'Ouest à l'Oligocène supérieur-Miocène par le jeu d'une faille transformante sénestre majeure et oblique à la paléomarge (nommée « Oran-Mésorif Strike-Slip Fault ») (Benzaggagh et al., 2014).

Dans le Rif oriental, le Mésorif est recoupé par l'accident de Nékor. À l'Est de cette faille, dans la région Sud des Tamsamane, les unités du Mésorif sont similaires à celles présentes à l'Ouest. Cependant, elles deviennent de plus en plus déformées et métamorphisées en allant vers la côte méditerranéenne (région Nord des Tamsamane). Les séries y deviennent discontinues, plissées et dupliquées. Les unités de Tamsamane représentent le socle et la couverture sédimentaire de la paléomarge africaine mésozoïque qui a été inversée durant la compression miocène inférieure (Azdimousa et al., 2007). Ces déformations ont induit l'empilement des nappes métamorphisées dans le faciès MP/LT (400-350°C et 8-7 kbar ; Negro et al., 2008, 2007). L'exhumation de ces unités dans le domaine fragile dans un régime d'extension ~E/W à ~ENE/WSW (Azdimousa et al., 2007 ; Negro et al., 2008). Le principal stade de métamorphisme aurait eu lieu entre ~28 et 23 Ma, puis que les roches auraient été exhumées dans le domaine ductile de ~15 à 12,5 Ma, puis vers le domaine fragile entre 10 et 7-6 Ma (Negro et al., 2008, 2007). Les dépôts messiniens et pliocènes du bassin de Boudinar reposent en discordance sur les unités MP-LT, confirmant leur arrivée à la surface avant 7 Ma.

3.2.1.3.2. *L'Intrarif*

L'Intrarif (Durand-Delga et al., 1962) est composé de l'unité de Tanger-Kétama (Andrieux, 1971 ; Gübeli et al., 1984) et de l'unité de Loukkos qui chevauchent le Mésorif vers le Sud et qui en sont séparées vers l'Est par le décrochement sénestre du Nékor. Le long du Nékor, le déplacement horizontal du compartiment Nord a pu être estimé à une cinquantaine de kilomètres vers le SW (Leblanc, 1980). Cet accident a donc joué le rôle de rampe latérale accommodant le déplacement vers le SW des zones internes de la chaîne du Rif (Asebriy et al., 1993).

L'unité de Kétama est constituée de sédiments syn-rift datés du Lias moyen au Dogger. Les sédiments post-rift de la marge africaine se sont déposés du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. L'unité de Tanger est partiellement ou entièrement détachée de l'unité sous-jacente de Kétama, mais leur dépôt s'inscrit dans une même continuité. Les sédiments de l'unité de Tanger datent du Crétacé supérieur jusqu'au Burdigalien-Serravallien à certains endroits (Zaghloul et al., 2005). L'unité de Loukkos constitue une zone de transition entre l'Intrarif et le Mésorif occidental dont les dépôts s'étendent du Crétacé inférieur à l'Éocène.

L'âge de l'empilement des unités dans le domaine intrarifain est contraint entre le Serravallien supérieur et le Tortonien moyen d'après l'âge Tortonien supérieur des premiers dépôts post-nappes (Di Staso et al., 2010). Ces auteurs affirment même que les déformations compressives de l'intégralité des zones internes ont eu lieu durant ce même intervalle. Il a également été proposé que le jeu décrochant sénestre du Nékor soit principalement Tortonien inférieur (Frizon de Lamotte, 1985). Le jeu du Nékor évolue ensuite en faille normale (Morel, 1987) puis il devient inactif dans sa partie la plus septentrionale, comme l'indique le dépôt des marnes messiniennes en discordance sur l'accident. Les structures annexes sont alors

réactivées, et plus particulièrement les failles décro-normales N/S (comme la faille de Trougout) qui concentrent la sismicité actuelle locale (Poujol et al., 2014).

Asebriy et al. (1993) ont décrit une homologie parfaite entre les terrains des deux compartiments séparés par Nékor. D'après les données géophysiques et géologiques, cet accident est un décrochement sénestre profond qui traverse les massifs de Kétama et des Temsamane. Le contraste structural entre ces régions est lié à une évolution tectonique récente (Frizon de Lamotte et Leikine, 1985 ; Leikine et al., 1991).

3.2.2. Les flyschs maghrébins

Le complexe de nappes de flyschs maghrébins comprend les sommets les plus hauts du Rif (Jbel Tidirhine à 2456 m d'altitude). Il est principalement composé de dépôts turbiditiques datés du Crétacé au Miocène inférieur et caractéristiques de différents environnements paléogéographiques (Guerrera et al., 2005). Ces unités sont séparées du domaine interne par un accident majeur sénestre, la faille de Jebha, de direction ENE/WSW. Deux ensembles sont distingués : les nappes maurétaniennes et les nappes massyliennes.

3.2.2.1. Les nappes maurétaniennes

La séquence maurétanienne est constituée de deux nappes superposées et séparées par l'intermédiaire d'un niveau de décollement :

- i) la nappe de Tisirène formée de dépôts du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur ;
- ii) les nappes de Beni Ider composées de dépôts du Crétacé supérieur à la transition Éocène-Oligocène.

Les formations les plus récentes sont d'épais dépôts de turbidites grésio-micacées datés de l'Oligocène supérieur au Burdigalien moyen. Deux séries de turbidites y sont distinguées. La première se termine par un olistostrome remaniant des fragments de Dorsale Calcaire ainsi que de roches faiblement métamorphisées appartenant probablement aux Ghomarides. La seconde présente par endroits des couches très semblables aux flyschs Numidiens (e.g. de Capoa et al., 2007).

3.2.2.2. Les nappes massyliennes

Deux ensembles sont distingués : la séquence de Melloussa-Chouamat et la séquence numidienne (Durand-Delga et Lespinasse, 1965 ; Andrieux et Mattauer, 1963). Cette dernière est structuralement au-dessus des nappes de Melloussa-Chouamat. Les nappes numidiennes sont alors considérées comme la partie supérieure détachée des nappes massyliennes (e.g. Chalouan et al., 2008).

La série de Melloussa-Chouamat est composée d'une succession de flyschs, microbrèches et pélites datée de la fin du Crétacé inférieur à la fin du Crétacé supérieur. Ces séquences sont comparables à celles des nappes maurétaniennes situées au Nord et de l'Intrarif au Sud.

Les nappes numidiennes sont constituées d'alternance de turbidites et d'argiles déposées entre l'Éocène moyen et l'Aquitano-Burdigalien. Elles forment des nappes ou des klippen, relativement étendues et peu épaisses, qui reposent sur l'Intrarif, soit en contact direct, sur soit par l'intermédiaire des nappes de Melloussa-Chouamat (e.g. Chalouan et al.,

2008). Seule la klippe du Jbel Zem-Zem repose sur les zones internes et est probablement originaire d'une partie plus interne du bassin maghrébin (e.g. Chalouan et al., 2008).

3.2.3. Les zones internes

Elles sont composées d'un empilement d'unités allochtones issues du domaine d'Alboran charrié sur les marges africaine et ibérique (**Figure 20** ; e.g. Chalouan et al., 2008). Ces unités sont décrites ci-dessous du haut au bas de la pile et de l'extérieur à l'intérieur de la chaîne.

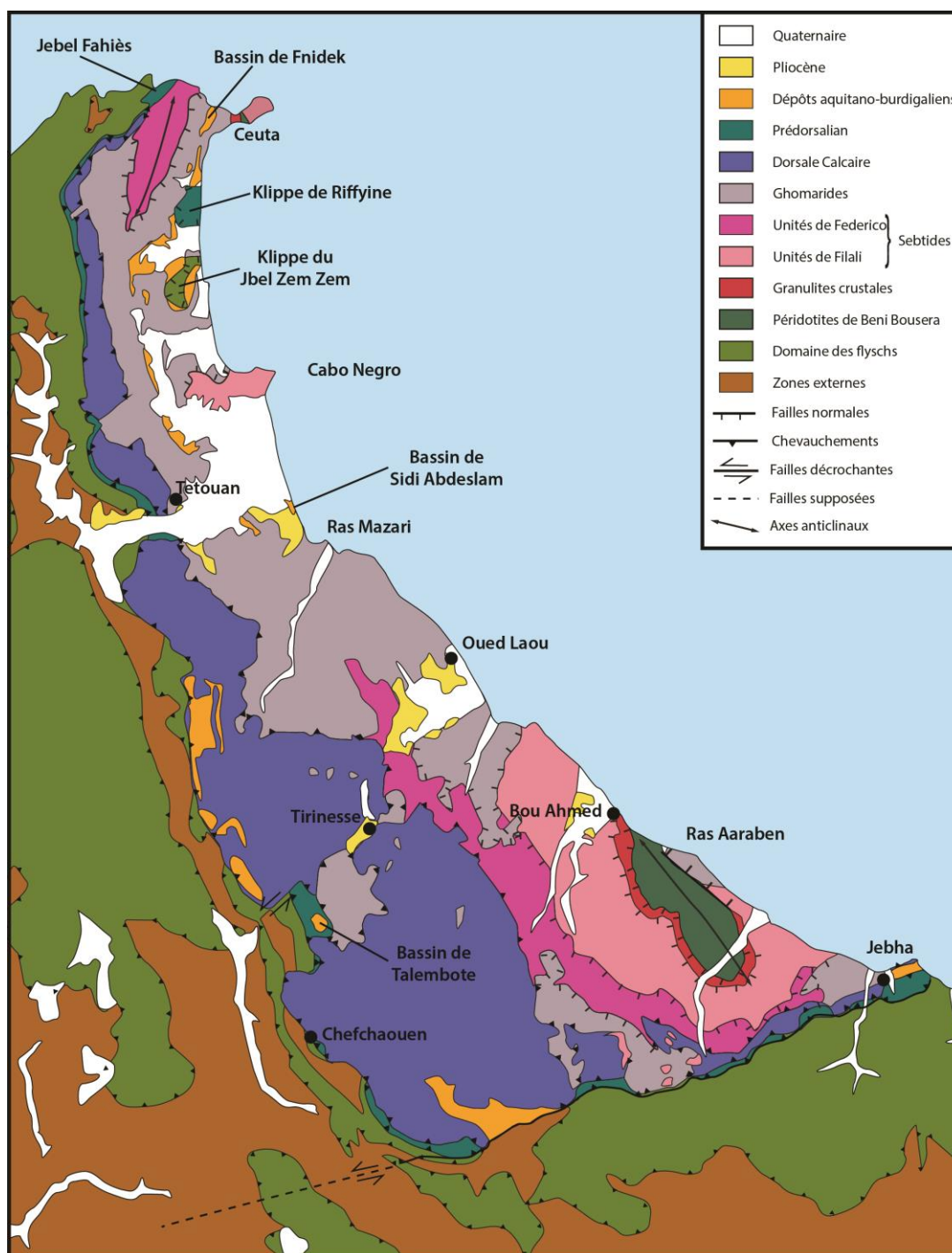


Figure 20 : Carte structurale des zones internes du Rif (modifiée d'après les cartes structurale et géologique du Rif au 1/500 000 (Suter, 1980).

3.2.3.1. *La Dorsale Calcaire et le domaine prédorsalien*

La Dorsale Calcaire est constituée de dépôts principalement carbonatés non-métamorphisés d'âge mésozoïque à paléogène qui sont des reliques des marges du domaine d'Alboran. Le domaine prédorsalien, quant à lui, est pincé dans la zone de chevauchement sous le bloc continental d'Alboran et correspond à une ancienne zone de transition vers le bassin océanique des flyschs (Olivier, 1984). Ces séries se retrouvent également amincies, verticalisées et « crochonnées » sur plus de 10 km de large le long du décrochement senestre de Jebha qui limite les zones internes au SE. Cette faille accommode le déplacement des zones internes d'au moins 50 km vers le SW (Olivier, 1984, 1981 ; Andrieux, 1971).

Ces deux ensembles comprennent trois séquences stratigraphiques distinctes qui s'étalent du Trias au Miocène (e.g. Chalouan et al., 2008). La séquence triaso-liasique forme la partie la plus compétente des nappes et permet aux auteurs de différencier la Dorsale interne de la Dorsale externe (termes qui ne correspondent pas à la position actuelle de ces nappes). Ensuite, la séquence liaso-paléocène a enregistré l'évolution d'une paléomarge téthysienne et enfin, la séquence éo-miocène a enregistré celle de l'orogénèse alpine. Cette dernière a parfois été nommée « Dorsale tertiaire ». Elle est constituée de dépôts syn-orogéniques mis en place avant l'écaillage de la Dorsale et le plissement du domaine prédorsalien. Ils constituent en fait la couverture tertiaire des unités dorsaliennes (e.g. Serrano et al., 2006). Ces dépôts sont décrits plus précisément ci-dessous (section 3.2.3.4.1.). Le rétro-chevauchement de la Dorsale sur les Ghomarides dans la chaîne du Haouz a eu lieu après le Burdigalien inférieur (Raoult, 1966).

3.2.3.2. *Le complexe des Ghomarides/Malaguides*

Les Ghomarides (Malaguides en Espagne) comprennent des métasédiments siluriens à carbonifères ayant subi une intense phase de plissement varisque. Ces formations sont recouvertes par :

- i) des dépôts continentaux permo-triasiques ;
- ii) des carbonates de plateforme du Jurassique inférieur ;
- iii) une faible épaisseur, voire une absence de marnes du Crétacé ;
- iv) et enfin par des dépôts marins peu profonds paléocènes à éocènes contenant des galets de granites hercyniens.

Comme pour la Dorsale Calcaire, la carte géologique du Rif au 1/500 000 (Suter et al., 1980) fait état de dépôts cénozoïques appelés « Ghomarides tertiaires » qui constituent en fait la couverture tertiaire des nappes des Ghomarides. Ces formations sont impliquées dans les nappes et les écaillages formés lors de l'orogénèse alpine et sont décrites plus précisément ci-dessous (section 3.2.3.4.1.).

3.2.3.3. *Le complexe des Sebtides/Alpujarrides*

Les Sebtides (Alpujarrides en Espagne) sont composées d'un empilement de métasédiments paléozoïques à triasiques. Au Maroc, elles sont divisées en Sebtides supérieures (unités de Federico), longtemps considérées comme ayant enregistré un métamorphisme haut grade lié à une subduction alpine précoce (e.g. Negro et al., 2006) et en Sebtides inférieures (unité du Monte Hacho, structuralement recouvertes par les unités de Beni Bousera et de Filali) affectées par un métamorphisme barrovien (Kornprobst, 1974).

3.2.3.3.1. Les Sebtides supérieures ou unités de Federico

Ces unités affleurent principalement au niveau de l'antiforme de Beni Mezala, à 4-3 km à l'Ouest de Ceuta, près du Détroit de Gibraltar. Cette « fenêtre » est composée d'un empilement de quatre unités de métasédiments permo-triasiques bordées par des failles normales. Les formations les plus profondes, au cœur de l'anticlinal, constituent les Beni Mezala inférieures et supérieures (respectivement Beni Mezala 1 et 2). Elles sont surmontées par l'unité du Boquete d'Anjera puis enfin par l'unité de Tizgarine (Durand-Delga et Kornprobst, 1963).

Les différentes unités ont été affectées par divers pics de métamorphismes caractéristiques de HP-BT allant de 3-1 kbar et 300°C dans l'unité superficielle de Tizgarine à 15-12 kbar et 480-430°C voir 20 kbar et 550°C dans l'unité des Beni Mezala inférieures (Michard et al., 1997) ; Bouybaouène et al., 1995, 1993). Ces formations auraient également enregistré le trajet rétrograde, caractérisé par une décompression adiabatique (ou associée à un léger réchauffement) jusqu'à 8 kbar, suivie par l'exhumation finale.

Il est cependant important de noter que ces données sont très fortement remises en questions par les travaux récents de Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano (2011) et Ruiz-Cruz et al. (2010). En effet, les observations pétrologiques ayant amené Michard et al. (1997) et Bouybaouène et al. (1995, 1993) à estimer des conditions thermobarométriques de HP-BT, reposent principalement sur la présence d'assemblages minéralogiques à sudoïte, chloritoïde, carpholite et talc. Or, Ruiz-Cruz et al. (2010) n'ont pas trouvé la moindre trace de carpholite dans les zones à paragénèse à amphibole. À partir de l'analyse de la composition de plusieurs centaines d'amphiboles, Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano (2011) estiment que le pic de métamorphisme a affecté les formations des Beni Mezala dans des conditions qui ne dépassent pas les 3,2 kbar et 484°C. Les amphiboles préservent généralement bien les étapes successives de leur histoire thermobarométrique et aucune des 700 amphiboles analysées par ces auteurs n'a préservé de témoins des conditions métamorphiques HP. Ainsi les terrains considérés jusque-là comme ayant été affectés par la HP alpine n'auraient en réalité pas subi des conditions supérieures à 500-400°C et 5-4 kbar (MP-MT ; Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano, 2011).

Ces auteurs affirment même que l'analyse des trajets P-T dans les Sebtides inférieures, les Ghomarides et dans les unités de Federico permet de suggérer que ces dernières constituent en réalité une zone de transition entre les Sebtides et les Ghomarides et ne feraient pas partie des Sebtides à proprement parler. Cette hypothèse avait déjà été avancée par Ruiz-Cruz et al. (2005), Sanz de Galdeano et al. (2001) et Didon et al. (1973) car les formations supérieures de l'unité de Federico ressemblent à celles des Ghomarides et les formations inférieures ressemblent à celles des Sebtides. De plus, le degré de métamorphisme augmente du haut au bas de la pile tectonique.

Le métamorphisme affectant les unités des Beni Mezala supérieures et inférieures a été daté entre 24 et 20 Ma par K-Ar (Saddiqi, 1995) et ^{40}Ar - ^{39}Ar (Michard et al., 2006). Il est cohérent avec les âges moyens Th-Pb et U-Pb obtenus sur les monazites rétrogrades des Beni Mezala supérieures qui sont de $21,3 \pm 1,7$ et $20,9 \pm 2,1$ Ma (Janots et al., 2006). Ces âges, semblables à ceux calculés dans l'ensemble des Sebtides inférieures, ne correspondraient pas à l'épisode métamorphique HP-BT ou de MP-MT mais plutôt à celui HT-BP qui caractérise l'exhumation finale de ces unités.

3.2.3.3.2. *Les Sebtides inférieures*

Ces formations affleurent dans les zones de Ceuta, Cabo Negro et Beni Bousera. Le massif de Beni Bousera est composé de péridotites recouvertes par des granulites. Cet ensemble (appelé unités de Beni Bousera) est lui-même recouvert par les gneiss et micaschistes des unités de Filali (Saddiqi et al., 1988 ; Kornprobst, 1974). Toutes ces formations sont plissées et le massif de Beni Bousera forme un antiforme d'axe ~NW/SE (e.g. El Atrassi et al., 2011 ; Michard et al., 1997 ; Reuber et al., 1982). La partie SW est marquée par une zone mylonitique séparant les unités mantelliques des unités crustales. La partie NE, quant à elle, est recoupée par une faille normale fragile-ductile sub-parallèle à la côte (Afiri et al., 2011 ; Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995).

Les études thermobarométriques ont permis de contraindre l'évolution métamorphique des Sebtides inférieures :

- i) les unités de Filali ont été affectées par un métamorphisme HT-LP associé à une décompression de 9 kbar et 750°C à 4-3 kbar et 750-650°C dans les gneiss et de 6 kbar et 650°C à 3 kbar et 550°C dans les micaschistes sus-jacents (Afiri et al. 2011 ; El Maz & Guiraud 2001;) ;
- ii) dans les granulites, les conditions métamorphiques syn-cinématiques initiales, estimées à 13-9 kbar et 850-800°C, ont été suivies d'un refroidissement et d'une décompression à 5-4 kbar et 750-650°C (Michard et al. 2006, 1997 ; El Maz & Guiraud 2001 ; Bouybaouene et al. 1998 ; (Michard, Frizon de Lamotte, & Chalouan, 2005; Platt & Whitehouse, 1999; Rossetti et al., 2010)) ;
- iii) les péridotites de Beni Bousera ont subi une décompression adiabatique de ca. 22 à 13 ± 3 kbar (Blichert-Toft et al., 1999 ; Polvé, 1983).

Les âges de refroidissement obtenus dans ces unités avec différents thermochronomètres haute à moyenne température (U-Pb, K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) sont compris entre 25 et 20 Ma (Rossetti et al. 2010 ; Michard et al. 2006; Montel et al., 2000 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Polvé, 1983). Les données de plus basse température (traces de fission sur apatites et zircons) mettent en évidence que le massif de Beni Bousera a atteint des températures de surface avant 15 Ma (Azzam et al., 2013).

3.2.3.4. *Dépôts tertiaires et plio-quaternaires*

Outre les quelques dépôts pliocènes qui jalonnent les Ghomarides, les terrains les plus récents appartiennent à deux séries discordantes sur les terrains antérieurs et ont été redécrites et réinterprétées récemment (Hlila et al., 2008 ; Serrano et al., 2007, 2006).

3.2.3.4.1. *Formations oligo-miocènes*

3.2.3.4.1.1. *La formation Fnidek-Ciudad Granada*

La formation dite « Fnidek-Ciudad Granada » repose en discordance sur les Ghomarides et la Dorsale Calcaire (e.g. Hlila et al., 2008). Les conglomérats au sommet de cette série présentent des galets de roches métamorphiques, basaltiques et granitiques partiellement originaires des Ghomarides-Malaguides et Sebtides-Alpujarrides et partiellement d'origine inconnue (El Kadiri et al., 2006, 2006 ; Martín-Algarra et al., 2000).

Le dépôt de ces formations s'est fait de façon progressive de l'extérieur vers l'intérieur des zones internes. Il débute à la fin de l'Oligocène moyen sur la Dorsale Calcaire et dure jusqu'à la fin de l'Aquitanién. Ces bassins sont contrôlés par une tectonique extensive qui provoque leur approfondissement et leur basculement (Serrano et al., 2006).

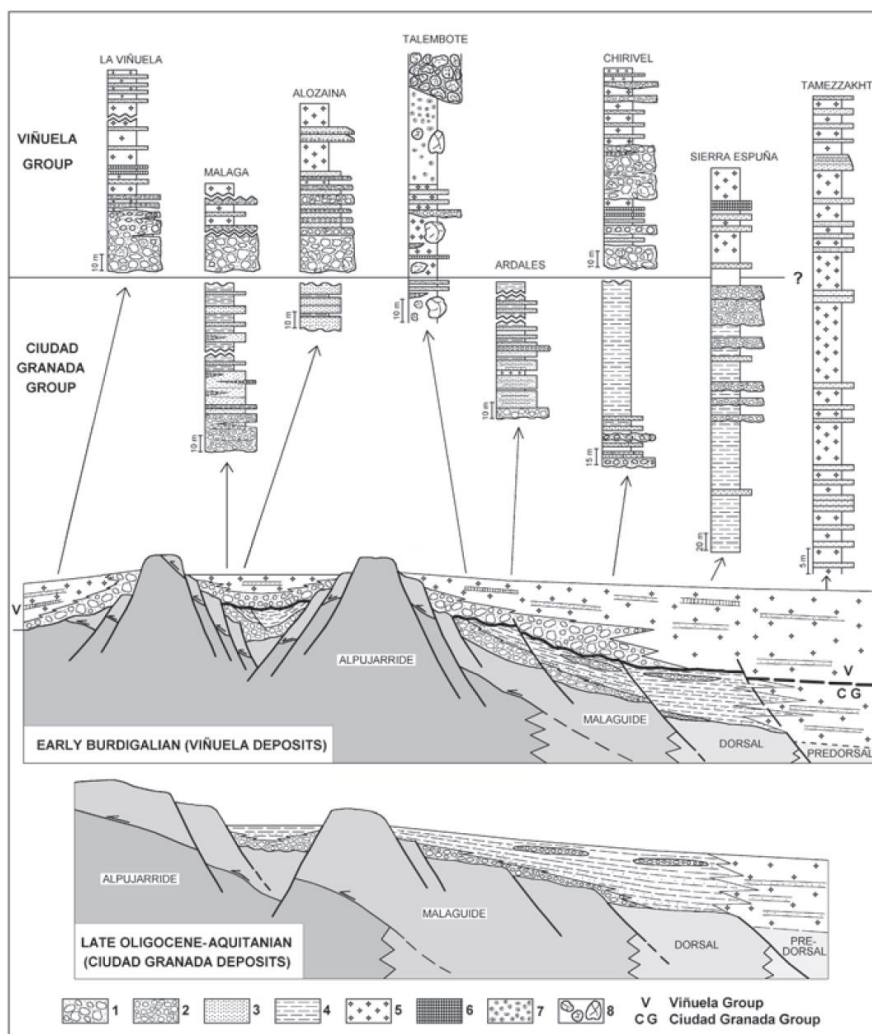


Figure 21 : Schéma tectono-sédimentaire des formations oligo-miocènes transgressives sur les zones internes de l'arc de Gibraltar. 1 : Brèches ; 2 : Conglomérats ; 3 : Grès ; 4 : Pélites rougeâtres ; 5 : Marnes siliceuses ; 6 : Silexites ; 7 : Pélites brunes ; 8 : Gros blocs. D'après Serrano et al. (2006).

3.2.3.4.1.2. La formation de Sidi Abdeslam-Viñuela

Les dépôts de la formation dite de « Sidi Abdeslam-Viñuela » sont transgressifs sur ceux de « Fnidek-Ciudad Granada » sauf dans le domaine Prédorsalien où ces derniers sont absents. Ils reposent aussi parfois directement sur les Ghomarides-Malaguides ou sur les Septides-Alpujarrides. La série présente des conglomérats remaniant les terrains des Ghomarides-Malaguides et Septides-Alpujarrides (e.g. Serrano et al., 2006). Les analyses biostratigraphiques récentes ont permis de caler le début de la sédimentation entre l'Oligocène moyen dans le domaine prédorsalien et l'Aquitanién supérieur-Burdigalien inférieur dans le domaine dorsalien. Les derniers dépôts ont été datés du Burdigalien moyen (e.g. Hlila et al., 2008).

3.2.3.4.1.3. Relations entre les deux séries

La transition entre les deux séries se fait de façon diachrone et progressive. Près des dépocentres, elle est continue, tandis qu'aux abords des failles normales qui bordent les bassins, elles sont séparées par une discordance angulaire ou érosive. (e.g. Hlila et al., 2008). Les sédiments du groupe de « Viñuela » scellent les contacts entre les Ghomarides-Malaguides et les Sebtides-Alpujarrides (**Figure 21**). De plus, de nombreuses failles normales synsédimentaires ont été observées dans l'ensemble des deux groupes. Serrano et al. (2006) proposent alors que les nappes Ghomarides-Malaguides sur les Sebtides-Alpujarrides se soient déjà mises en place à l'Oligocène moyen. La sédimentation de ces groupes s'inscrit dans une phase transtensive pendant l'Aquitaniens-Burdigalien inférieur induite par l'ouverture du bassin d'Alboran (Serrano et al., 2006).

3.2.3.4.2. Crise de Salinité Messinienne et dépôts plio-quaternaires

3.2.3.4.2.1. La Crise de Salinité Messinienne

La Crise de Salinité Messinienne (MSC ou Messinian Salinity Crisis) a été un des événements les plus catastrophiques du Cénozoïque. Elle consiste en l'assèchement quasi-total du bassin méditerranéen entre 5.96 et 5.33 Ma (baisse du niveau marin d'~1500 m par rapport à l'actuel), causée par la fermeture des voies de communication entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée (Krijgsman et al., 1999a ; Clauzon et al., 1996 ; Ryan, 1976 ; Hsü et al., 1973). Cette baisse du niveau marin a provoqué une incision intense des cours d'eau se jetant dans la Méditerranée par érosion régressive (Clauzon et al., 1996). Avant cet événement, les communications s'effectuaient par une voie principale au niveau du Rif (le Corridor sud-rifain) et une secondaire dans les Bétiques centrales (**Figure 22**). La raison de cette interruption est encore discutée : baisse du niveau marin global d'~60 m (Hodell et al., 1986 ; Adams et al., 1977 ;), raccourcissement horizontal lié à la mise en place des nappes (Weijermars et al., 1988), surrection tectonique liée aux processus orogéniques (Krijgsman et al., 1999b ; Garcès et al., 1998 ; Hodell et al., 1989) ou soulèvement des marges du domaine Alboran en liaison avec la dynamique de la subduction : le retrait du plan de subduction et des courants asthénosphériques ascendants (Duggen et al., 2003). En revanche, de récentes analyses isotopiques ont permis de dater précisément la fermeture du Corridor sud-rifain entre 6.64 et 6.44 Ma (Ivanovic et al., 2013).

L'ouverture du Déroit de Gibraltar provoqua une rapide remise en eau du bassin méditerranéen qui arrêta l'érosion dans les canyons et permit à la sédimentation de reprendre (Chumakov, 1973 ; Denizot, 1952). Les principaux cours d'eau de la chaîne du Rif, tels qu'Oued Laou, Oued Tihissasse, Oued Martil ou encore Oued Amter, correspondent à d'anciens canyons messiniens remplis de dépôts datés du Pliocène inférieur (**Figure 23** ; Wernli, 1988 ; Morel, 1987 ; Rampnoux et al., 1979 ; Wildi et Wernli, 1977).

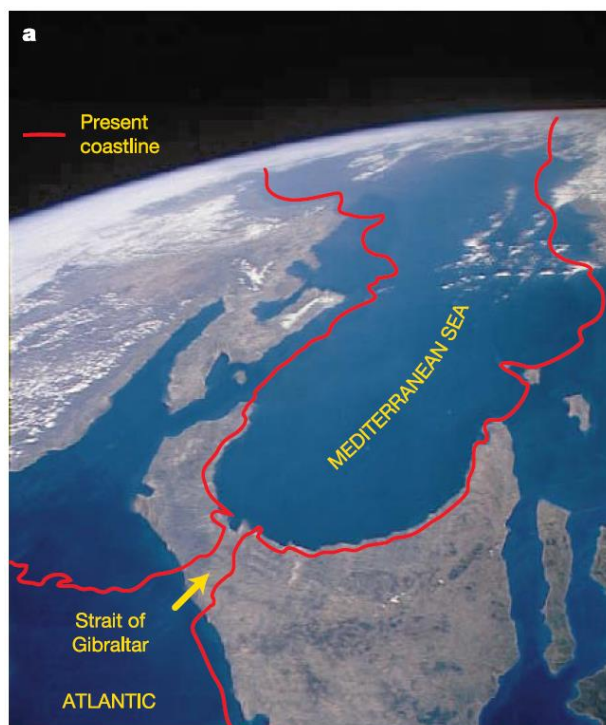


Figure 22 : Photographie NASA de la Méditerranée occidentale modifiée pour illustrer les voies de communications entre l'Atlantique et la Méditerranée il y a ~8 Ma, basée sur la distribution des dépôts et récifs du Miocène supérieur (Dugger et al., 2003).

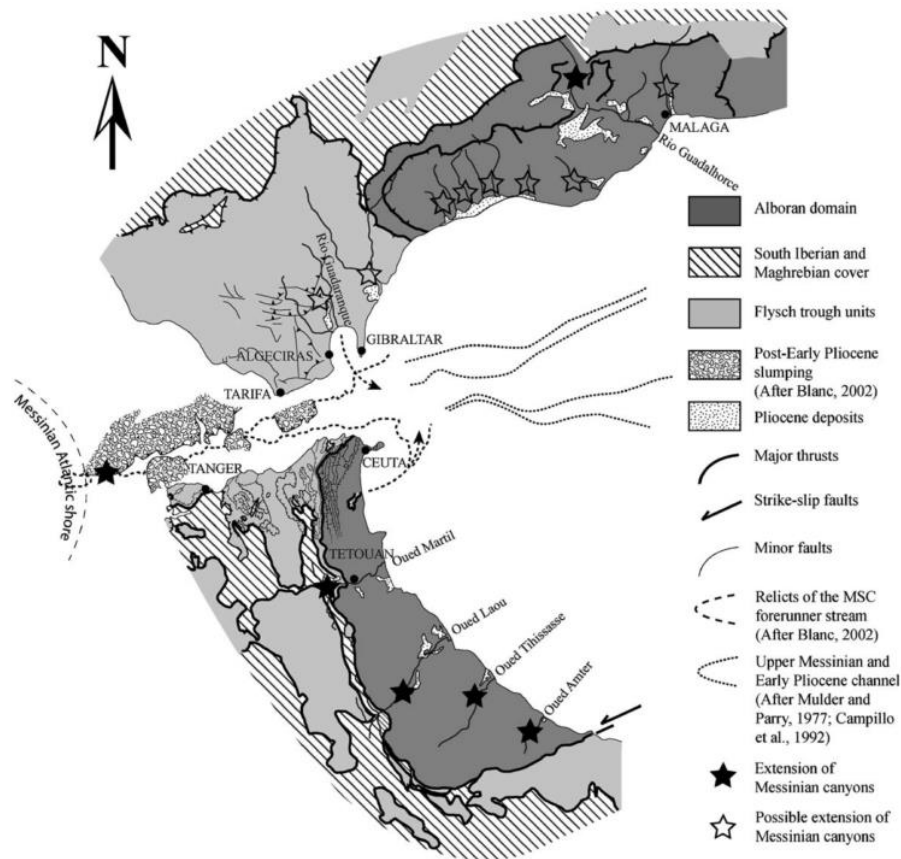
Les processus ayant mené à la réouverture du détroit de Gibraltar ont longtemps été considérés comme étant d'origine tectonique (e.g.; Hodell et al., 2001 ; Maldonado et al., 1999 ; Campillo et al., 1992 ; Kastens, 1992 ; Hsü et al., 1973), eustatique, ou une combinaison des deux (Hodell et al., 1994 ; Kastens, 1992 ; Weijermars, 1988). Cependant, jusque-là, aucune preuve indiscutable n'a été avancée. Loget et al. (2005) ont modélisé un scénario plausible de réémersion en supposant que le seul acteur ait été l'érosion d'un canyon orienté E/W passant par le Détroit de Gibraltar. Les récents travaux de Lujan et al. (2010) ont cependant mis en évidence la présence de deux réseaux de failles E/W et ENE/WSW dans le Détroit de Gibraltar. Mais les difficultés à déterminer leur âge ne permet pas aux auteurs d'affirmer de manière irréfutable que ces failles aient eu un rôle dans l'ouverture du Détroit.

3.2.3.4.2.2. Les formations pliocènes du Rif interne

Quelques dépôts pliocènes marins sont discordants sur l'ensemble des zones internes, du Nord au Sud : les bassins de Tétouan-Martil, Oued Laou-Tirinese, Oued Tighissasse et Oued Amter (**Figure 23**). Ils sont depuis longtemps considérés comme des rias du Pliocène inférieur mises en place dans d'anciens canyons messiniens (Loget et Van Den Driessche, 2006 ; Wernli, 1988 ; Morel, 1987 ; Rampnoux et al., 1979 ; Wildi et Wernli, 1977). Une origine tectonique à la formation de ces bassins a aussi été proposée (Saji et Chalouan, 1995 ; Benmakhlouf et Chalouan, 1995 ; Morel, 1988).

Le dépôt de ces formations a récemment été redaté du Zancéen inférieur, entre 5,04 et 3,8 Ma (Cornée et al., 2014). Aucune structure en Gilbert Delta n'a été observée, ce qui pousse ces auteurs à remettre en question l'hypothèse d'une réimmersion catastrophique dans cette partie de la Méditerranée. Le fait que ces bassins marins soient aujourd'hui localisés

entre 0 et près de 500 m d'altitude témoigne de l'importance de la surrection qu'ont subie les zones internes du Rif du Pliocène à l'actuel.



3.2.3.4.2.3. Terrasses marines quaternaires et mouvements verticaux récents

Les mouvements verticaux récents (quaternaires à actuels) ont été mis en évidence par l'étude des mouvements verticaux relatifs des terrasses marines quaternaires observées le long de la côte (El Kadiri et al., 2010 ; Zazo et al., 1999 ; Hillaire-Marcel et al., 1986 ; Cadet et al., 1977). La majorité de ces auteurs suggèrent que ces mouvements verticaux soient principalement le résultat de la convergence Afrique-Ibérie avec peu ou pas d'effets liés à des processus de subduction. Des blocs indépendants subissent des mouvements relativement en subsidence et en surrection accommodés par des réseaux de failles décro-normales NE/SW et NW/SE (Figure 24).

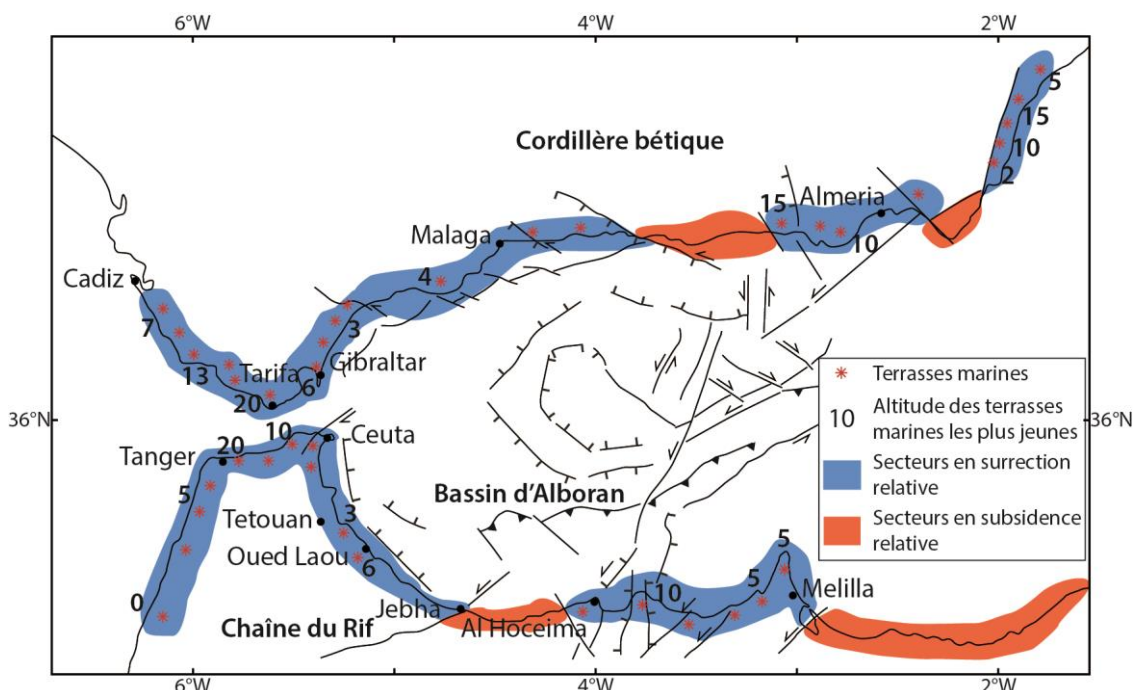


Figure 24 : Schéma structural de l'arc de Gibraltar avec la position approximative des terrasses marines. Modifiée d'après El Kadiri et al. (2010).

Dans le Rif, deux zones présentent des terrasses marines surélevées : le compartiment au Nord de l'accident de Jebha ainsi que celui compris approximativement entre Al Hoceima et Melilla. Dans cette dernière zone, au niveau du Ras Tarf (à l'Est d'Al Hoceima), les terrasses ouljiennes (Pléistocène moyen) sont à des altitudes plus élevées que la plupart des terrasses du même âge (Zazo et al., 2003 ; Gigout et al., 1977). Cela peut être expliqué par une légère surrection tectonique de 0 à 4 m depuis le Pléistocène moyen. Les zones ayant subi les plus forts taux de surrection sont vers le Détroit de Gibraltar, dans les zones de Tanger et Tarifa, où cette surrection est estimée entre 20 et 22 m pour la même période. En revanche, la côte le long du domaine des flyschs ainsi qu'à l'Est de Melilla ne présentent pas de terrasses marines quaternaires et semblent alors être des zones relativement subsidentes. El Kadiri et al. (2010) mettent en évidence le fait que la surrection moyenne ayant affecté les côtes de l'arc de Gibraltar et de l'Atlantique ait davantage été contrôlée par les variations eustatiques que par des processus tectoniques, excepté au centre du Détroit de Gibraltar. Cette phase de surrection tectonique locale a été contrainte entre 370 et 150 ka (El Kadiri et al., 2010). Ces mêmes auteurs suggèrent que la distribution NNW/SSE des zones en subsidence et en surrection dans l'ensemble de l'arc de Gibraltar soit liée à la lente convergence actuelle entre les plaques européenne et africaine.

***CHAPITRE 3 : MÉTHODOLOGIE –
THERMOCHRONOLOGIE MOYENNE- ET BASSE-
TEMPÉRATURE***

Contraindre l'histoire thermique d'une roche à des températures plus faibles que 450-300°C est possible en utilisant trois principales méthodes thermochronologiques : l' ^{40}Ar - ^{39}Ar , les traces de fission et la méthode (U-Th)/He. Ce sont des méthodes radiochronologiques, toutes basées sur la quantification de la production (isotopes fils ou radiogéniques) issus de la désintégration radioactive d'autres isotopes (isotopes pères ou radioactifs) dans le réseau cristallin. La production de ces éléments fils décroît de manière exponentielle et constante en fonction du temps, permettant à ces différents thermochronomètres de mesurer le temps. Ce chapitre présente les deux méthodes de datation utilisées au cours de cette étude, ainsi que leur application en termes de thermochronologie, basée sur le concept de température de fermeture des systèmes isotopiques (Dodson, 1973). Les datations par traces de fission obtenues au cours de cette étude ont été effectuées par Marc Jolivet (Laboratoire Géosciences Rennes). Cette méthode de datation n'est donc pas expliquée précisément dans cette partie mais une description rapide se trouve en annexes (voir Annexes 1).

1. DATATION ^{40}Ar - ^{39}Ar

1.1. Calcul de l'âge

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est dérivée de la méthode K/Ar, décrite par Aldrich et Nier (1948), et est basée sur la double désintégration radioactive du ^{40}K en ^{40}Ca (89,5%) et en $^{40}\text{Ar}^*$ (10,5%) par radioactivité β^- ($\lambda_\beta = 4,961 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$) et capture électronique ($\lambda_e = 0,582 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$) respectivement :

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda}{\lambda_e} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

Où $\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$.

La mesure simultanée de l'élément père ^{40}K et de l'élément fils ^{40}Ar permet de calculer l'âge Ar d'un minéral grâce à l'équation suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \times \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \right] \quad (2)$$

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Merrihue, 1965) nécessite l'irradiation de l'échantillon sous un flux de neutrons rapides permettant ainsi la désintégration radioactive du ^{39}K en ^{39}Ar : $^{39}\text{K} + 1n \rightarrow ^{39}\text{Ar}$. La concentration de l'élément père ^{40}K est alors déterminée à partir du taux de production d' ^{39}Ar pendant l'irradiation ainsi que le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$, constant dans la nature :

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \phi_E \sigma_E \cdot dE \quad (3)$$

Où ^{39}K et ^{40}K sont respectivement les quantités d'atomes de ^{39}K et ^{40}K ; ϕ_E , le flux neutronique d'énergie E ; σ_E , la section efficace de capture de la réaction $^{39}\text{K} + 1n \rightarrow ^{39}\text{Ar}$ et ΔT , la durée de l'irradiation. Les paramètres ϕ_E et σ_E sont difficiles à estimer. Des standards d'âges connus (t_s) sont alors utilisés afin de définir un facteur de rendement de l'irradiation (J) :

$$J = \left(\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right)_s \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} \right) \Delta T \int \phi_E \sigma_E \cdot dE \quad (4)$$

Où $\left(\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right)_s$ est le rapport isotopique du standard.

D'après (1) et (3),
$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_S = \left(\frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}}\right)_S \left(\frac{\lambda}{\lambda_E}\right) (\Delta T \int \phi_E \sigma_E \cdot dE)^{-1} (e^{\lambda t_S} - 1) \quad (5)$$

Donc,
$$J = \frac{(e^{\lambda t_S} - 1)}{\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_S} \quad (6)$$

Ce facteur varie d'un réacteur nucléaire à l'autre, d'une irradiation à l'autre et même au cours d'une même irradiation. Il est donc nécessaire d'encadrer les échantillons à dater par plusieurs standards. Une fois datés, ils permettront de calculer le paramètre J et d'estimer sa variabilité au sein de la navette d'irradiation. Au cours de ce travail, le standard utilisé est la sanidine de la Taylor Creek Rhyolite (TCR), dont l'âge est de $28,619 \pm 0,036$ Ma (Renne et al., 2010). Les échantillons ont été irradiés en position centrale dans le réacteur de Pavie.

L'âge Ar de l'échantillon est alors calculé en utilisant le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'échantillon et le facteur J de rendement :

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \ln \left[1 + J \times \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}\right) \right] \quad (7)$$

Lors de l'irradiation, le ^{39}K n'est pas le seul isotope à se désintégrer en isotopes d'Ar. Les isotopes du ^{40}Ar , ^{42}Ca , ^{40}Ca , ^{38}Cl et ^{36}Cl se désintègrent en isotopes de l'Ar de la masse 40 à la masse 36 (**Figure 25**). Ces réactions sont appelées réactions d'interférences et doivent être prises en compte. En effet, il est nécessaire, pour le calcul et la précision de l'âge, de corriger le rapport $^{40}\text{K}^*/^{39}\text{K}$ mesuré des interférences produites par les isotopes du K, Ca et Cl. Des facteurs de corrections sont ainsi déterminés par l'analyse de sels de calcium et de potassium (KF et CaF_2) irradiés dans les mêmes conditions que les échantillons et standards : $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00969 \pm 0.00038$, $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.01297 \pm 0.00045$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.0007474 \pm 0.000021$ et $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000288 \pm 0.000016$.

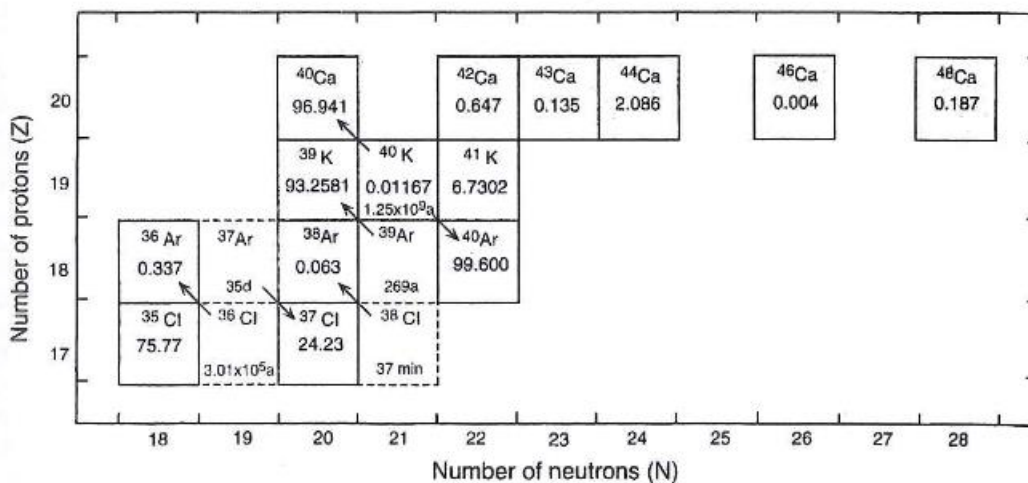


Figure 25 : Séries de désintégration radioactives pouvant avoir lieu lors de l'irradiation (e.g. McDougall et Harrison, 1999)

Les âges calculés ne sont alors géologiquement significatifs que si certaines conditions sont remplies :

- la composition isotopique du potassium est constante et n'est pas affectée par un quelconque fractionnement ;
- le minéral étudié s'est comporté en système clos après la fermeture du système, excluant toute perte ou gain d'argon par échange avec les minéraux ou fluides environnants ;
- l'argon présent dans le système ne doit avoir que deux origines possibles : radiogénique ou atmosphérique. Dans ce cas, on effectue une correction atmosphérique en rapportant la valeur mesurée du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ d'un volume d'air à celle du rapport atmosphérique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}^{\text{atm}} = 298,56 \pm 0,31$; Lee et al., 2006). Cette correction s'appelle le coefficient de discrimination de masse du spectromètre, elle est propre à chaque appareil et peut varier dans le temps.

Le réel intérêt de la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar consiste à pouvoir faire dégazer progressivement un échantillon par paliers de températures et à calculer l'âge des fractions dégazées à chacun de ces paliers. Le spectre d'âge obtenu permet alors de déterminer, en fonction de son allure, si l'histoire de refroidissement de l'échantillon a été simple ou perturbé, ainsi que la perte ou l'excès d'argon et enfin les éventuels mélanges de phase (présence de minéraux néoformés au sein du minéral à dater). L'utilisation des isochrones inverses permet également d'estimer la valeur du rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}^{\text{atm}}$. Il est ainsi possible de vérifier si les conditions nécessaires pour avoir un âge géologiquement significatif sont bien remplies.

1.2. Représentation des données

1.2.1. Spectres d'âges et âges plateau

Pour dessiner un spectre d'âge, l'âge de chaque fraction de dégazage est rapporté en fonction du pourcentage d' ^{39}Ar dégazé ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vs. % ^{39}Ar dégazé ; Turner et al., 1966). L' ^{39}Ar étant issu de la désintégration radioactive du K, cette méthode a l'avantage de représenter l'âge de chaque fraction dégazée en proportion de la totalité de l'isotope parent présent. Le spectre d'âges est devenu la représentation standard de résultats obtenus par la technique de chauffe par étapes de température. La forme de ce spectre dépend de l'histoire thermique de la roche. Si elle est simple, le spectre formera un âge plateau, c'est-à-dire une quantité d' ^{39}Ar supérieure à 50% de l' ^{39}Ar total, dégazée en un minimum de trois paliers successifs dont les âges sont concordants dans leur marge d'erreur (**Figure 26-A** ; Mc Dougall et Harrison, 1999). Cet âge sera vraisemblablement l'âge du dernier passage de la roche sous l'isotherme correspondant à la température de fermeture du minéral daté. Cependant, l'existence de cet âge plateau n'est pas une condition absolue de la validité d'un âge. En effet, l'argon en excès peut être réparti de façon homogène et donner des âges plateaux qui seront trop vieux (Sherlock et Arnaud, 1999 ; Ruffet et al., 1997 ; Foland, 1983). En revanche, si l'histoire thermique de la roche est complexe, les âges ne seront plus concordants et le spectre ne formera pas un plateau (**Figure 26-B et C**). Les pertes d'argon au niveau des sites les moins rétentifs donneront des âges rajeunis (Turner, 1968). Les spectres peuvent aussi être perturbés par de l'argon hérité ou encore par la présence d'inclusions.

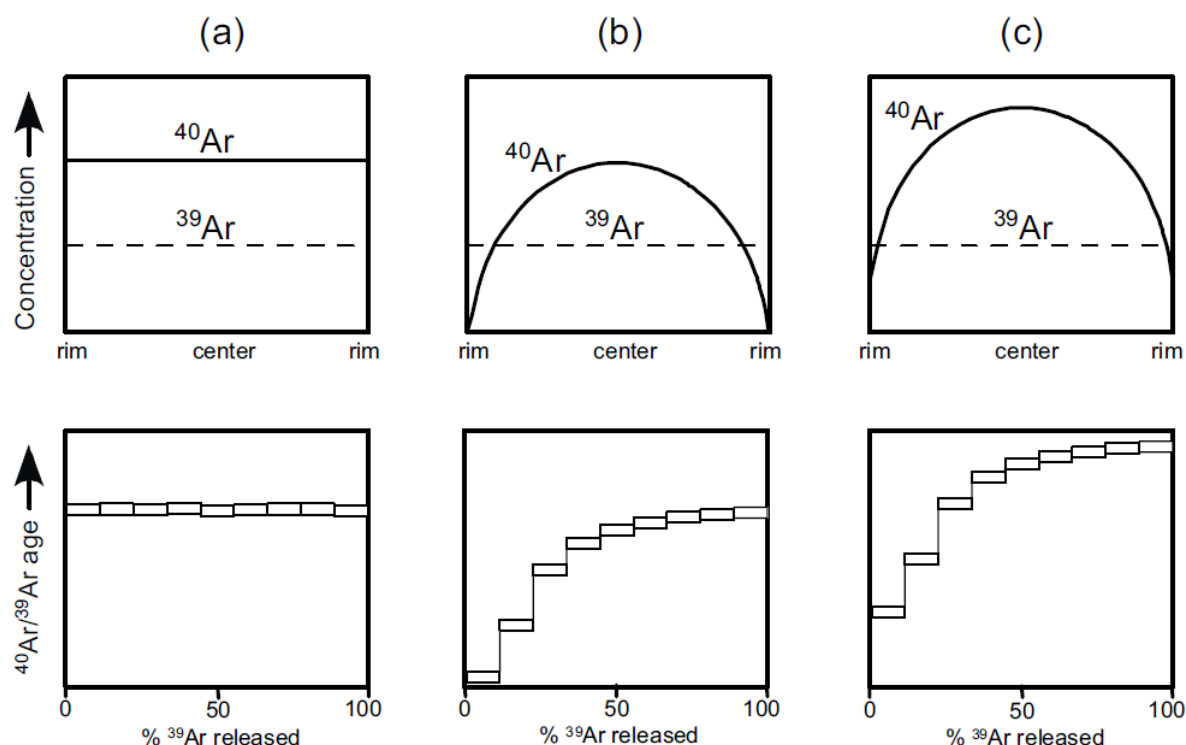


Figure 26 : Les diagrammes du haut illustrent la concentration en ^{40}Ar et ^{39}Ar à travers un minéral idéal et les diagrammes du bas représentent les spectres ^{40}Ar - ^{39}Ar correspondants (Harrison et Zeitler, 2005). (a) Le fonctionnement en système clos depuis la cristallisation initiale et le refroidissement rapide donnent des spectres d'âges plats. (b) Perte d' ^{40}Ar par diffusion durant des périodes récentes. (c) Perte d' ^{40}Ar lors d'un ancien évènement avec accumulation uniforme d' ^{40}Ar consécutive. L'âge de l'évènement ayant induit la perte par diffusion est donné par l'intercept à 0% d' ^{39}Ar et l'âge minimum de la formation du cristal est donné par le dernier âge mesuré.

1.2.2. Diagramme isochrone inverse

Ce diagramme représente le rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en fonction du rapport $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Roddick et al., 1980 ; Turner, 1971). Si les points obtenus à chaque fraction de dégazage forment un alignement significatif, l'intercept à l'axe des abscisses permet de calculer l'âge de l'échantillon. L'intercept à l'axe des ordonnées permet, quant à lui, de déterminer la composition isotopique de l'argon piégé lors de la fermeture du système. Une des conditions de départ est que l'argon piégé dans un minéral ait une composition isotopique atmosphérique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298,56 \pm 0,31$; Lee et al., 2006). Il est considéré qu'il y a eu excès d'argon si le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est supérieur à celui atmosphérique et perte d'argon s'il est inférieur.

1.3. Appareillage

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées lors de ce travail, ont été réalisées au laboratoire de Géosciences Montpellier. Deux lignes différentes ont pu être utilisées.

Une première ligne (**Figure 27**) munie d'un laser continu à argon ionisé de type Lexel 3500 d'une puissance de 6 W a permis l'extraction du gaz contenu dans les minéraux. Ceux-ci sont déposés sur un support en cuivre, qui est placé dans une chambre maintenue sous ultravide (10^{-8} à 10^{-9} bar). Un obturateur placé sur le trajet du rayon laser permet d'obtenir des temps d'exposition précis. Le gaz ainsi extrait est ensuite purifié dans une ligne en verre à l'aide de getters Zr-Al, avant d'être introduit dans le spectromètre de masse MAP 215-50

équipé d'une source de type Nier. Toutes les expériences ont été réalisées sur un multiplicateur d'électrons dont la tension variait entre 2,05 et 2,25 kV.

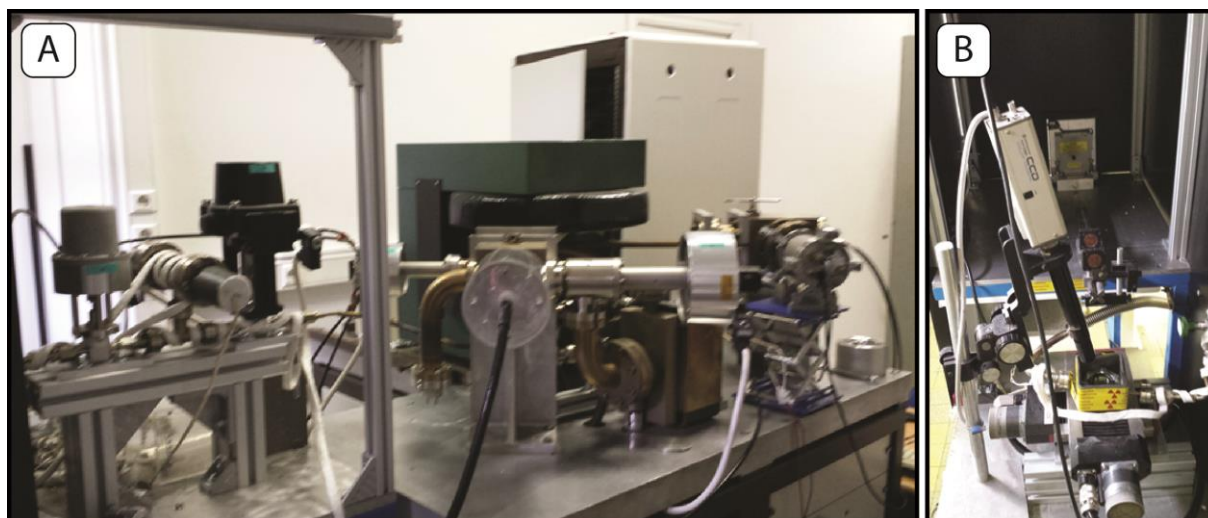


Figure 27 : A – Ligne d'extraction de l'argon reliée au spectromètre de type MAP 215-50 du laboratoire Géosciences Montpellier ; B – Porte-échantillon de cette même ligne d'extraction.

Une seconde ligne (**Figure 28**) est équipée d'un laser IR-CO₂ à 100 kHz, fonctionnant dans une gamme de puissance de 3 à 15% pendant 60 sec et permettant le dégazage des minéraux. Ils sont déposés sur un support en cuivre, dans une chambre sous ultravide (10^{-8} à 10^{-9} bar). Le gaz extrait est ensuite détendu dans une ligne en tube métallique et purifié à l'aide de deux getters Zr-Al. Le volume de la ligne est faible (162 cc jusqu'à la vanne d'introduction) afin d'analyser avec précision de faibles volumes de gaz. Le gaz est ensuite analysé à l'aide d'un spectromètre de masse multi-collecteur (Argus VI, Thermo-Fisher), permettant l'analyse conjointe de tous les isotopes d'argon (les isotopes ⁴⁰Ar, ³⁹Ar, ³⁸Ar et ³⁷Ar sont mesurée sur des cages de Faraday et l'isotope ³⁶Ar est mesuré à l'aide d'un multiplicateur d'ions).

La mesure du bruit de fond en argon des deux lignes est réalisée grâce à l'analyse de blancs toutes les trois analyses d'échantillons. La discrimination de masse des spectromètres est calculée par l'analyse journalière d'un volume d'1 cc d'air. Le logiciel ArArCalc© v2.5.2 (Koppers, 2002) a été utilisé pour le calcul des âges et leur représentation graphique. Une erreur à 2σ est utilisée pour le calcul des âges plateaux, des isochrones inverses et l'âge total inclut l'erreur sur le facteur d'irradiation J. Une valeur de référence du rapport ⁴⁰Ar/³⁶Ar atmosphérique de 295,5 a été utilisée.

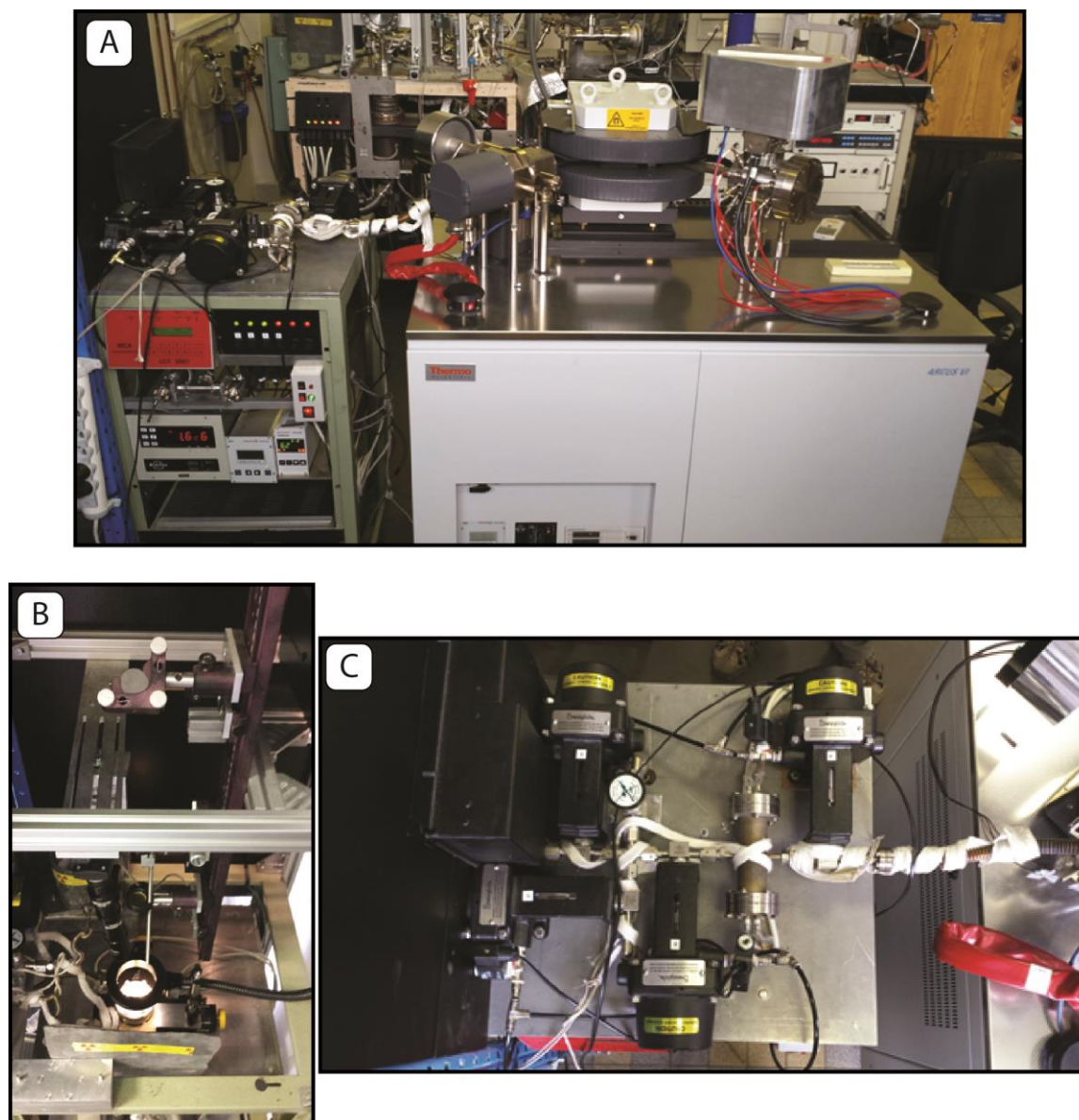


Figure 28 : A – Ligne d'extraction de l'argon reliée au spectromètre de type Argus VI (Thermo-Fisher) du laboratoire Géosciences Montpellier ; B – Porte-échantillon de cette même ligne d'extraction. C – Zoom sur la ligne d'extraction entre le porte-échantillon et le spectromètre.

2. DATATION (U-Th)/He SUR APATITES

La méthode de datation (U-Th)/He est basée sur l'accumulation de l' ^4He issu de la désintégration radioactive de l' ^{238}U , de l' ^{235}U et du ^{232}Th . Le calcul de l'âge se fait à partir des mesures de l' ^4He et de ses isotopes parents en deux temps : la quantité d' ^4He est déterminée par spectrométrie de masse en phase gazeuse, alors que les isotopes de l'uranium et du thorium sont analysés par ICP-MS (Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry).

2.1. Calcul de l'âge

L' ^4He correspond aux particules α éjectées lors des différentes étapes des séries de désintégration des isotopes de l'uranium et du thorium. La production d' ^4He est donnée par l'équation suivante :

$$^4\text{He} = 8 \times ^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \times ^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \times ^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (8)$$

Où ^4He , U et Th sont les quantités de nucléides au moment de la mesure (en nucléides par gramme de matière), t est le temps cumulé depuis la fermeture du système (ou l'âge He en années) et λ est la constante de décroissance radioactive ($\lambda_{238} = 1,551.10^{-10}\text{an}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9,849.10^{-10}\text{an}^{-1}$ et $\lambda_{232} = 4,948.10^{-10}\text{an}^{-1}$).

Lors de la désintégration radioactive, il se peut que les particules α soient émises avec une énergie cinétique suffisamment important pour permettre leur éjection dans un rayon de $20 \pm 10\mu\text{m}$ (Farley et al., 1996) autour de l'isotope parent dans le minéral puis se stabilise (Farley et al., 1996). Cela conduit à une hétérogénéité d' ^4He dans le minéral, la concentration en particules α est plus importante au cœur qu'aux bordures des grains (**Figure 29**). Ainsi, le rapport (U-Th)/He (i.e. l'âge) n'est pas homogène dans le cristal. Farley et al. (1996) a alors modélisé l'éjection des particules α dans les grains afin de déterminer quelle fraction (F_T) des éléments parents est capable de produire des particules α qui resteront à l'intérieur du cristal (**Figure 29**). Ce facteur se calcule de manière différente dans le cas de minéraux sub-sphériques (1) ou de minéraux prismatiques (2).

$$F_T = 1 - \frac{3S}{4R} + \frac{S^3}{16R^3} \quad (9)$$

Où S est la distance d'éjection des particules α , et R le rayon moyen du minéral.

$$F_T = 1 + a_1\beta + a_2\beta^2 \quad (10)$$

$$\text{avec } \beta = \frac{2,31L+2R}{RL} \quad (11)$$

a_1 et a_2 sont des paramètres tenant compte de la distance d'éjection des particules α et du milieu d'arrêt. Pour la série ^{238}U : $a_1 = -5,13$ and $a_2 = 6,78$; pour la série ^{232}Th : $a_1 = -5,9$ et $a_2 = 8,99$ (Farley, 2002). β caractérise le rapport surface sur volume (S/V) pour un prisme hexagonal où R et L sont respectivement le rayon et la longueur du prisme.

Le facteur de correction moyennant ceux des séries ^{238}U et ^{232}Th se calcule à l'aide d'un facteur de « pondération » a_{238} (Farley, 2002) :

$$^{moy}F_T = a_{238} \times ^{238}\text{U}F_T + (1 - a_{238}) \times ^{232}\text{Th}F_T \quad (12)$$

$$\text{Avec } a_{238} = \left(1,04 + 2,045 \left(\frac{\text{Th}}{\text{U}}\right)\right)^{-1} \quad (13)$$

Les âges He calculés doivent être corrigés à l'aide de ce facteur de correction :

$$t_{\text{corrigé}} = t_{\text{calculé}} \times \frac{1}{F_T} \quad (14)$$

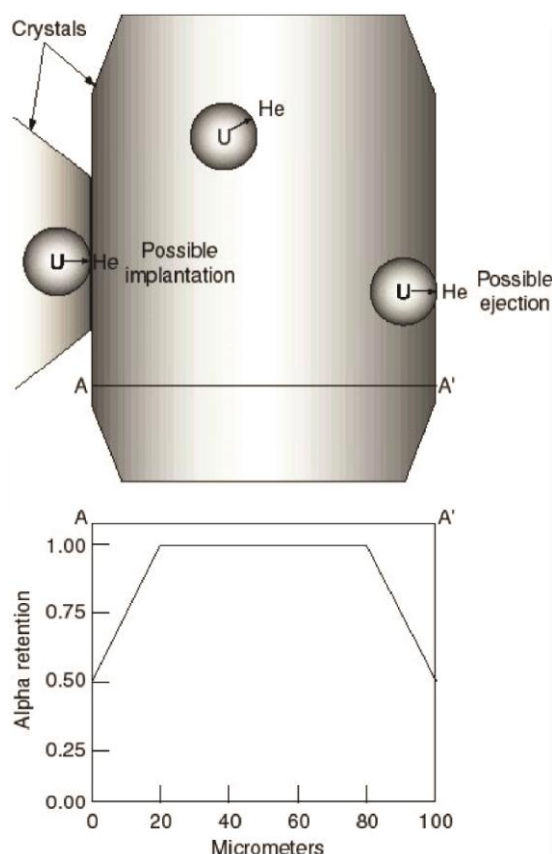


Figure 29 : Schéma de l'effet de l'éjection des particules α sur la rétention de l'He dans un minéral d'apatite (Sanchez, 2010 modifié d'après Farley et al., 2002). En haut : phénomènes possibles à l'intérieur d'un minéral d'apatite : la rétention, l'implantation et l'éjection d'He. « U » correspond aux sites de l'élément parent U ou Th et les sphères grisées représentent le diamètre maximum d'éjection des particules α lors de la désintégration. En bas : variations de la rétention d'He des bordures au cœur d'un grain d'apatite (Farley et al., 2002 d'après Farley et al., 1996).

Dans les calculs de ce facteur de correction, la répartition spatiale des éléments parents dans le minéral est supposée homogène. Or, des études ont montré qu'il existait des hétérogénéités intra et inter-granulaires (Tepper et Kuehner, 1999). Ainsi, si la plus grande partie des éléments parents est concentrée au cœur des cristaux, la correction va rajouter plus d'hélium qu'il n'en faudrait et donc vieillir artificiellement l'âge et inversement. De même aucun excès d'He ne doit être introduit dans le minéral lors de sa formation ou par l'intermédiaire d'inclusions fluides ou minérales riches en He. Les âges obtenus ont une erreur standard comprise entre 3 et 5% et la majeure partie de cette erreur est due aux imprécisions instrumentales.

2.2. Méthodes de préparation des échantillons et d'analyse, appareillage utilisé

Afin d'effectuer les datations (U-Th)/He, il est nécessaire de séparer les apatites contenant l'He du reste des minéraux composant la roche. Cette séparation se fait par le biais d'une succession d'étapes très importantes.

La première étape consiste à broyer les échantillons et à les tamiser afin de ne garder que les fractions entre 100-200 et 200-300 microns. Ces fractions sont ensuite traitées par liqueurs denses (bromoforme, CHBr_3) de densité 2,9. Les apatites ont une densité comprise entre 3,16 et 3,20, elles coulent donc, ainsi que d'autres minéraux denses (sillimanite, rutile,

zircon, ...), au fond de l'ampoule tandis que les minéraux moins denses restent à la surface. À l'aide d'une liqueur d'iodure de densité 3,3, les minéraux les plus denses (zircons) sont séparés des apatites moins denses. Enfin la fraction de densité 2,9-3,3 est traitée à l'aide d'un séparateur magnétique Frantz. Les apatites sont concentrées dans la partie non-magnétique.

La succession de ces étapes de séparation permet de réduire de façon importante la fraction contenant potentiellement des apatites. Il ne reste plus qu'à sélectionner les apatites convenables (automorphes ou sub-automorphes, peu altérées, non fracturées et ne contenant pas d'inclusions) sous une loupe binoculaire à fort grossissement munie

Au cours de cette étude, l'ensemble des analyses (U-Th)/He sur apatites a été effectué au laboratoire Géosciences Montpellier. Les cristaux d'apatites sont scellés individuellement (ou parfois par 2-3 grains dans le cas de Beni Bousera) dans des aliquotes en platine puis montés sur une platine sous ultravide. L'extraction d'He est réalisée par chauffage des aliquotes à ~850°C durant 20 mn, à l'aide d'un laser à fibres de 1090 nm, d'une puissance de 20 W. La purification des gaz dans la ligne est réalisée au moyen d'un piège cryogénique et de deux getters de type SAESAP-10-N (**Figure 30**). Les isotopes de l'hélium sont mesurés au moyen d'un Quadrupole PrismaPlus QMG 220. Les quantités d'He sont mesurées suivant la méthode des hauteurs de pics, en utilisant un spike d' ^3He et des pics 10 à 100 fois plus forts que les blancs de ligne.

Après l'extraction de l'hélium, les aliquotes sont récupérés pour l'analyse des isotopes de l'uranium et du thorium. Les grains sont alors dissouts dans 220mL de solution HNO_3 13N avec un double-spike d' ^{230}U et de ^{235}Th à 120°C pendant 2h. L' ^{238}U et le ^{232}Th sont mesurés par dilution isotopique à l'ICP-MS. L'erreur analytique sur la mesure d'un âge individuel est alors de 5%.

Les erreurs reportées dans les tableaux présentés correspondent aux écarts-types calculés pour tous les répliquats d'un même échantillon et sont supérieures aux erreurs analytiques proches de 5%. Cependant, en raison de la variabilité des âges individuels, l'erreur calculée dans cette étude correspond à l'écart-type de la moyenne des âges obtenus sur les répliquats d'un même échantillon. Cette erreur est bien supérieure à l'erreur analytique qu'elle prend en compte, ainsi que l'hétérogénéité des échantillons. Les âges (U-Th)/He sur apatites (âges AHe) ont été calculés suivant la procédure de Gautheron et al. (2009). L'apatite de Durango a servi de standard et une analyse de ce standard a été réalisée toutes les 4 analyses d'échantillons. Pendant toute la période de ce travail, ce standard a fourni un âge moyen de $31,2 \pm 2,4$ Ma (2σ). Cette valeur est en accord avec l'âge de $31,13 \pm 1,01$ Ma calculé par McDowell et al. (2005).

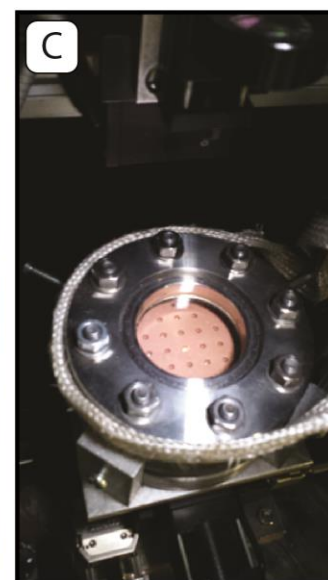
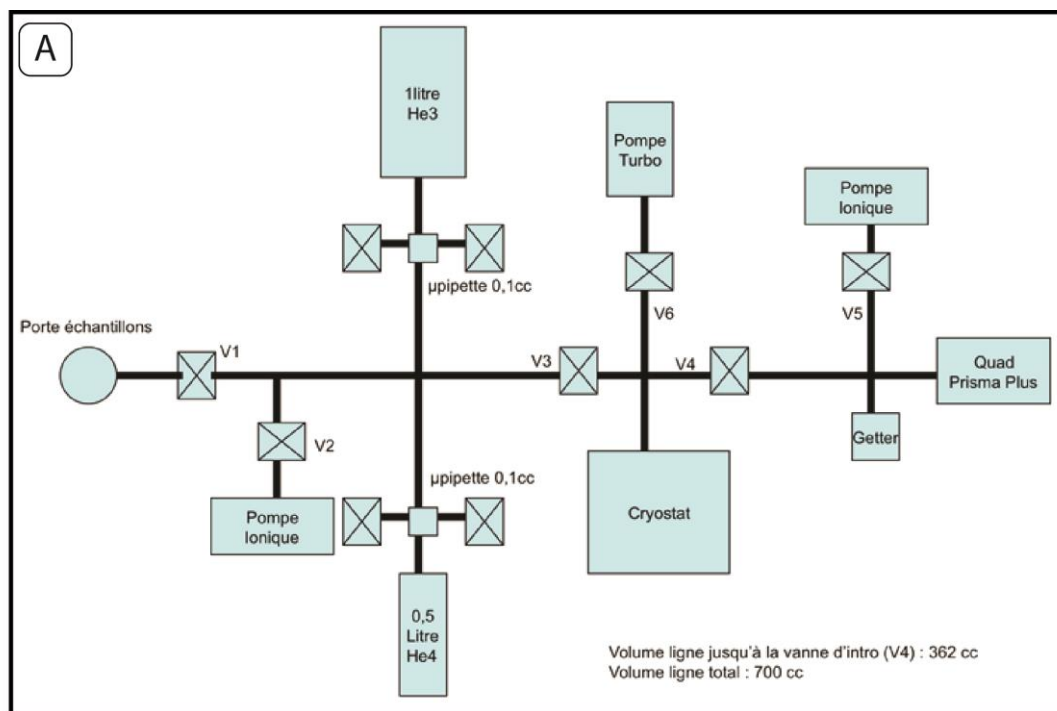


Figure 30 : A – Plan schématique de la ligne d'extraction de l'hélium. V1 à V6 correspondent aux différentes vannes qui contrôlent le pompage de la ligne ; B – Ligne d'extraction de l'hélium du laboratoire Géosciences Montpellier ; C – Porte-échantillon cuivre sous ultravide.

3. SIGNIFICATION DES ÂGES

3.1. Diffusion thermique, fermeture du système isotopique

3.1.1. La diffusion thermique

La diffusion est le mode de transport chimique principal dans les minéraux et est activée thermiquement. C'est un processus qui permet d'expliquer la mobilité des gaz (argon et hélium) dans le réseau cristallin. La rétention et la cicatrization des traces de fission sont aussi contrôlées par la diffusion thermique car le réseau cristallin se réorganise sous l'effet de la température. La diffusion de l'argon, de l'hélium et même des traces de fission dans un

minéral est donc dépendante de la température ainsi que de sa diffusivité dans le minéral considéré, ce qui confère à ces méthodes un avantage important pour contraindre l'histoire de refroidissement (Zeitler, 1987). Il a été démontré expérimentalement que la diffusion de l'argon, de l'hélium et même des traces de fission répondait à la loi d'Arrhenius dont la forme générale est la suivante :

$$D = D_0 e^{\frac{-E}{RT}} \quad (17)$$

Où D_0 est le facteur fréquentiel, la constante de diffusion théorique pour une température infinie ou encore une mesure de la « conduction » dans le minéral (en $\text{cm}^2.\text{s}^{-1}$), R est la constante des gaz parfaits ($1,987.10^{-3} \text{ kcal}^{-1}\text{K}^{-1}$), T est la température absolue (en K) et E est l'énergie d'activation du processus de diffusion (en kcal.mol^{-1}). D_0 et E sont dérivés de valeurs expérimentales et sont différentes pour chaque minéral.

Les micas sont des minéraux anisotropes, la diffusion n'est donc pas homogène et se fait plus rapidement le long de l'axe cristallographique c . Le domaine de diffusion de l'Ar dans les micas est équivalent à la taille du grain (Dunlap, 1997 ; Hames et Bowering, 1994 ; Hodges et al., 1994 ; Hames et Hodges, 1993) ou légèrement inférieure (Wright et al., 1991 ; Harrison et al., 1985). La diffusion de l'He se fait aussi à l'échelle du grain mais de manière isotrope (Reiners et al., 2004 ; Farley, 2000 ; Reiners et Farley, 1999). Pour ce qui est de la cicatrization des traces de fission dans l'apatite, la diffusion permettant la cicatrization des dégâts dans le réseau cristallin se fait à différentes échelles, inférieures à celle de la longueur du dégât, et implique différents modes de diffusion souvent complexes (Laslett et Galbraith, 1996 ; Crowley et al., 1991 ; Carlson, 1990 ; Laslett et al., 1987 ; Green et al., 1986). Différents auteurs ont récemment développé des modèles à partir de données expérimentales sur les processus de cicatrizations des traces de fission pour une grande diversité de minéraux (Gautheron et al., 2013, 2012, 2009 ; Farley et al., 2011 ; Ketcham et al., 2009, 2007, 1999 ; Guedes et al., 2008, 2006 ; Stephenson et al., 2006 ; Donelick et al., 1999).

3.1.2. La fermeture du système isotopique (rétention des isotopes et des traces de fission)

La fermeture d'un système a lieu lorsqu'un minéral ne présente aucun échange isotopique avec son milieu environnant. Dodson, en 1973, proposa que la capacité d'un système isotopique à conserver l'isotope (ou le défaut dans le cas des traces de fission) au sein du réseau cristallin. Plus la température décroît, plus la diffusion diminue et tend vers zéro. Ainsi, lorsque la température est importante, la diffusion permet un rééquilibrage isotopique efficace. En revanche, à basse température, la diffusion est si faible que les isotopes s'accumulent dans le minéral et enregistrent le déséquilibre isotopique. Dodson (1973) introduisit alors le concept de température de fermeture unique (T_c), température spécifique au thermochronomètre du minéral daté, en-dessous de laquelle l'isotope, ou le défaut, est conservé.

3.2. Notion de Zone de Rétention Partielle (ZRP) et paramètres influençant la température de fermeture

La diffusion de l'argon, de l'hélium et des traces de fission, activée thermiquement, permet de définir le concept de zone de rétention partielle (ZRP), et de zone de cicatrization partielle (ZCP) dans le cas des traces de fission. La limite inférieure de la ZRP correspond à la

température minimale pour laquelle l'équilibre isotopique est conservé entre le minéral et le milieu environnant (diffusion efficace). La limite supérieure de cette zone correspond à la température maximale pour laquelle le minéral est un système clos et conserve la totalité des isotopes fils produits (diffusion nulle).

Des expérimentations en laboratoire ont permis de déterminer ces ZRP et ZCP dans des conditions particulières (**Figure 31**). Ainsi, parmi les thermochronomètres utilisés dans cette étude, le système argon sur muscovite est celui qui a la ZRP la plus haute (~450-350°C ; Harrison et al., 2009). Le système argon sur biotite a, quant à lui, une ZRP comprise entre 360 et 280°C (Grove et Harrison, 1996 ; Harrison et al., 1985). Le système hélium dans les apatites est celui qui a la ZRP aux températures les plus basses (~40 et 80°C, Wolf et al., 1998). Les traces de fission apportent des informations à des températures intermédiaires : ~300-200°C pour le zircon (Tagami, 2005 ; Tagami et al., 1996 ; Yamada et al., 1995) et ~110-60°C pour l'apatite (Green et al., 1986).

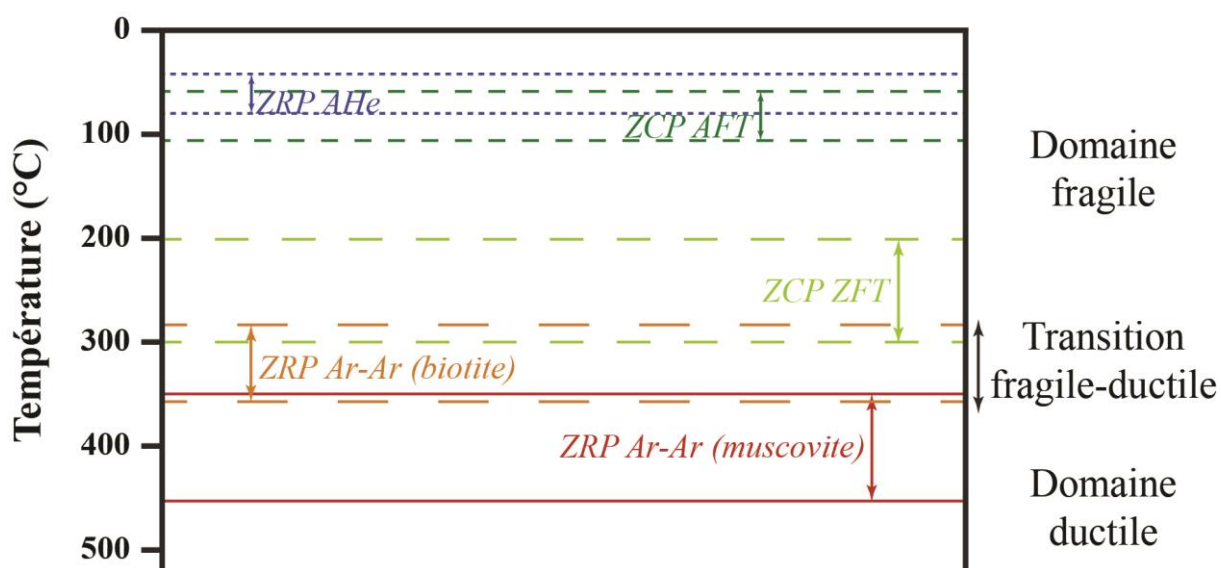


Figure 31 : Zones de Rétention Partielle et Zones de Cicatrisation Partielle des thermochronomètres argon sur micas, traces de fission sur zircons et apatites et (U-Th)/He sur apatites (voir références dans le texte).

Plusieurs paramètres peuvent influencer la fermeture du système He. La taille des grains par rapport à l'échelle de diffusion peut influencer significativement la température de fermeture du système (Farley et al., 2000). Bien qu'encore sujette à débat (Green et Duddy, 2006), la rétention de l'He ne semble pas être dépendante de la composition chimique de l'apatite (House et al., 2002). En revanche, plusieurs études ont montré que les traces laissées par l'émission des particules α lors de la désintégration de l'uranium pourraient « capturer » de l'hélium en cicatrisant. En effet, l'hélium a tendance à rester piégé dans ces zones amorphes lors de sa diffusion. Or, l'énergie d'activation nécessaire à la diffusion de l'hélium hors des défauts est bien plus importante. La densité des traces augmentant au cours du temps, le cristal va donc retenir de plus en plus l'hélium (Gautheron et al., 2009 ; Shuster et al., 2006). Ce processus vieillira alors artificiellement les âges (; Flowers et al., 2009, 2007 ; Gautheron et al., 2009 ; Spiegel et al., 2009 ; Green et Duddy, 2006 ; Shuster et al., 2006). Cela permet d'expliquer de nombreux cas pour lesquels les âges AHe sont plus vieux que les âges AFT. Par ailleurs, il a également été montré qu'il y avait une relation entre les âges AHe et la teneur en uranium des grains d'apatite (Green et Duddy, 2006 ; Shuster et al., 2006). En effet la concentration effective en uranium ($[eU] = [^{238}\text{U}] + 0,235 [^{232}\text{Th}]$) influence la

température de fermeture du système (U-Th)/He dans les apatites. La température correspondant à la limite supérieure de la PRZ peut être de 30°C pour des apatites pauvres en uranium ($[eU] < 5$ ppm).

4. MODÉLISATION DE TRAJETS DE REFROIDISSEMENT À PARTIR DE DONNÉES TRACES DE FISSION ET (U-TH)/HE

4.1. Analyse de la distribution des longueurs de traces

L'analyse des longueurs des traces « spontanées » peut apporter des informations supplémentaires quant à l'histoire thermique de la roche. Ces traces sont considérées comme ayant une longueur initiale constante de 15 ± 1 μm (Gleadow et al., 1976). Comme dit, précédemment, si la roche repasse dans la Zone de Cicatrisation Partielle, la diffusion reprendra et provoquera la cicatrisation des traces. Plus la température augmente, plus les longueurs de traces diminuent jusqu'à disparaître. Ce raccourcissement est aussi dépendant du temps de résidence dans la ZCP.

Grâce aux divers modèles de cicatrisation des traces, l'analyse de la distribution des longueurs des traces permet d'estimer des vitesses et des trajets de refroidissement en-dessous de $110 \pm 10^\circ\text{C}$. Gleadow et al. (1986) sont les premiers à discuter de la signification des différentes classes de longueurs des traces. Leur distribution, matérialisée par des géométries d'histogrammes caractéristiques (gaussienne symétrique, asymétrique ou bimodale), permet de définir trois évolutions thermiques types (Gleadow et Brown, 2000) :

- i) les histogrammes en gaussienne symétriques et avec un écart-type étroit (≤ 1 μm) sont caractéristiques des roches ayant subi un refroidissement très rapide. La longueur moyenne des traces est de 13 à 14 μm . La plupart des traces se forme à des températures inférieures à 60°C car le temps de résidence dans la zone de cicatrisation partielle est très court ;
- ii) les histogrammes en gaussienne asymétrique et avec un écart-type plus important (1 à 2 μm) sont typiques des refroidissements plus progressifs. L'écart-type augmente avec le temps de résidence dans la ZCP. Les longueurs moyennes sont comprises entre 12 et 13 μm . Cela est dû au fait que les traces se forment et cicatrisent partiellement en même temps ;
- iii) les histogrammes en gaussienne bimodale avec un écart-type important (jusqu'à 3 μm) illustrent, quant à eux, une histoire thermique complexe avec une phase de réchauffement. Deux pics de longueurs ressortent et sont généralement centrés vers 9 et 15 μm . Cela est lié au fait que le réchauffement ramène la roche dans la ZCP et induit la cicatrisation des traces formées lors du premier refroidissement. Les traces les plus longues sont formées lors du second refroidissement.

4.2. Modélisation de la diffusion de l'He

Avec les avancées récentes de la datation (U-Th)/He, plusieurs auteurs ont modélisé la diffusion de l'He pour différents scénarios géologiques (Armstrong, 2005 ; McInnes et al., 2005 ; Spotila, 2005 ; Stockli, 2005 ; Ehlers et Farley, 2003 ; Pik et al., 2003 ; Persano et al., 2002 ; Batt et al., 2001 ; Reiners et Farley, 2001 ; Stockli et al., 2000 ; House et al., 1997, 1998, 2002). Cela a permis d'aider à donner une signification à des âges correspondant plus à la traversé de la ZRP par la roche qu'à une véritable température de fermeture.

Afin d'estimer précisément l'effet de l'éjection des particules α , il a été nécessaire de calculer les variations du rapport surface/volume (S/V) en fonction des différentes géométries naturelles. Ce paramètre était généralement réduit à la taille du grain et les modélisations ne se faisaient que pour des grains cylindriques, sphériques ou hexagonaux. Récemment, les logiciels *Qt_SV* et *Qt_Ft* (Gautheron et Tassan-Got, 2010) permettent de calculer le rapport S/V, le facteur de correction *Ft* et le poids d'un minéral aux dimensions connues et pour diverses formes (sphérique, ellipsoïde, hexagonale avec ou sans pyramides, ...). Ils ont pour cela introduit le concept de « sphère-équivalente » dont le rapport S/V est le même que celui d'un cristal de dimensions données. Le logiciel calcule le rayon que doit faire cette sphère, permettant alors d'estimer un *Ft* réaliste. Des paramètres supplémentaires peuvent être indiqués comme le rapport Th/U et la zonation des isotopes-parents.

4.3. Modélisation de l'histoire thermique

Au cours de cette étude, le logiciel *QTQt* (Gallagher et al., 2012, 2011, 2009, 2005) a été utilisé pour modéliser les histoires de refroidissement. Ce logiciel permet de modéliser l'histoire thermique d'un échantillon en intégrant des données traces de fission (nombre de traces spontanées et induites et longueurs de traces), les âges (U-Th)/He (25 âges individuels maximum par échantillon), les données de réflectance de la vitrinite et les données de diffusion multidomaine en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Le modèle de recuit de Gautheron et al. (2009) est pris en compte dans le calcul des âges AHe sur apatite. Ce logiciel permet également de modéliser l'histoire thermique d'une série d'échantillons (50 échantillons maximum) répartis le long d'un forage ou d'un profil altitudinal.

QTQt utilise la méthode de Monte-Carlo qui permet de générer une large gamme de modèles thermiques. Dans cette approche, les modèles les plus simples sont préférés afin de limiter les problèmes de surinterprétation des trajets de refroidissement proposés. Le logiciel produit un ensemble d'histoires thermiques qui quantifie la gamme de modèles acceptés en termes de distribution de probabilité.

***CHAPITRE 4 : MOUVEMENTS VERTICAUX
NÉOGÈNES DANS LES SECTEURS DE CEUTA ET
CABO NEGRO***

1. INTRODUCTION

Les unités des Sebtides inférieures affleurent au Nord de Tétouan dans deux zones qui jusqu'ici n'ont été que très peu étudiées : les presqu'îles de Ceuta et de Cabo Negro (**Figure 32**).

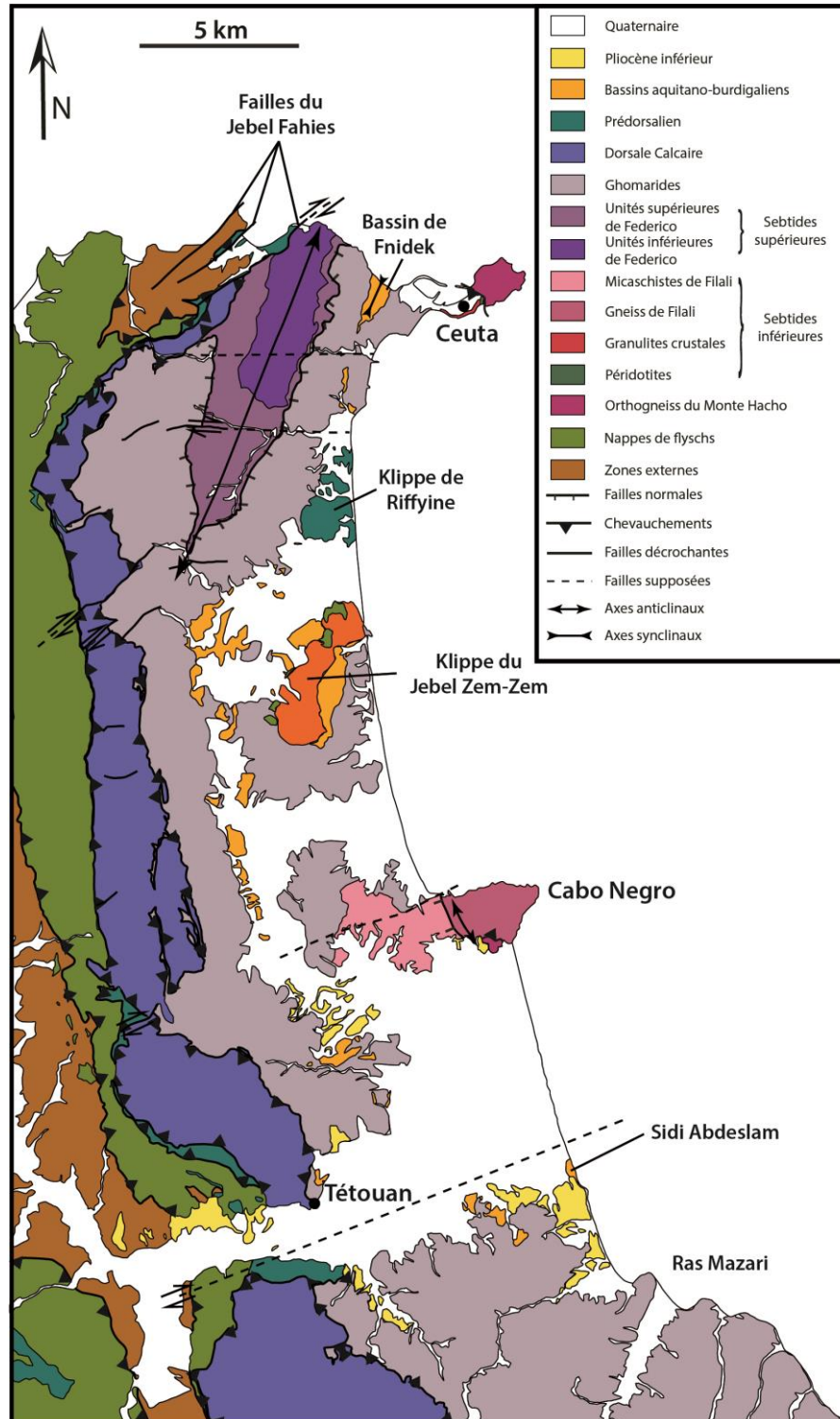


Figure 32 : Carte structurale des zones internes comprises entre Tétouan et Ceuta (modifiée d'après les cartes géologiques au 1/50 000 de Ceuta et de Tétouan-Ras Mazari ; Kornprobst et Durand-Delga, 1985).

2. LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

2.1. La presqu'île de Ceuta

Les formations de la presqu'île de Ceuta ont d'abord été décrites par Kornprobst (1962 ; 1974 ; 1976) qui distingue d'Est en Ouest : i) les gneiss du Monte Hacho ; ii) une écaille de serpentinites ; iii) le complexe métamorphique de Ceuta et iv) des micaschistes gris jaunâtres (**Figure 33**).



Figure 33 : Coupe de Ceuta selon Kornprobst (1962). a : orthogneiss du Monte Hacho ; b : écaille de péridotites ; c : unité supérieure de Ceuta ; d : micaschistes gris-jaunâtres.

Selon Kornprobst (1962) l'unité des gneiss du Monte Hacho dessine une structure antiforme soulignée par la variation de pendage de la schistosité : sub-horizontale au centre du massif avec un pendage de 45°SW au Sud et de 45°NW au Nord. Cette formation a récemment été décrite comme une unité constituée de méta-granitoïdes (orthogneiss) contenant des niveaux de xénolites et de restites méta-sédimentaires (Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano, 2012a et b).

Les serpentinites sont constituées à près de 80% de minéraux serpentineux avec quelques reliques de péridots, pyroxènes et spinelles encore observables (Kornprobst, 1962). La schistosité dans cette formation est la même que dans les gneiss du Monte Hacho sous-jacents.

Le complexe métamorphique de Ceuta est situé structuralement au-dessus des gneiss du Monte Hacho par l'intermédiaire de l'écaille de serpentinites. Il plonge environ de 45° vers le NW. Ce complexe présente des filons de granites intercalés dans la foliation ainsi que d'autres qui la recoupent. Au sommet de cette formation, des micaschistes à biotite, muscovite et chlorite ont été observés (Kornprobst, 1962). Cet ensemble a été redécrit comme une unité méta-sédimentaire constituée de paragneiss granulitiques et migmatitiques (Ruiz-Cruz et al., 2011).

Les micaschistes gris-jaunâtres sont uniquement visibles dans les douves du fort de Ceuta et présentent un pendage de 40° vers l'WNW. Ils sont principalement constitués de quartz, biotite et muscovite (Kornprobst, 1962). Le contact entre cette unité et le complexe métamorphique de Ceuta sous-jacent n'est pas visible du fait de l'urbanisation intense dans cette zone.

Des données récentes (Ruiz Cruz et Sanz de Galdeano, 2011, 2012a et b, 2013) ont permis de mieux contraindre l'histoire pré-alpine des unités de Ceuta. Des inclusions de diamants et de coésite ont été observées dans les paragneiss de Ceuta. Ces deux minéraux sont des témoins d'une phase de ultra-haute pression et ultra-haute température (UHP-UHT) subie par ces unités. Les conditions thermobarométriques du pic de métamorphisme affectant les

granulites ont été estimées à 4,3 GPa et 1100°C (Ruiz Cruz et Sanz de Galdeano, 2012b) puis à près de 7 GPa (Ruiz Cruz et Sanz de Galdeano, 2013). Les conditions P-T dans lesquelles a eu lieu l'épisode métamorphique HT-BP tardif ayant affecté les unités du Monte Hacho ont été contraintes à 490-473°C et 5-3 kbar (Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano, 2012a ; Homonnay, 2014).

Très peu de données géochronologiques ont été acquises sur l'ensemble de ces formations. Quelques âges hercyniens (290 ± 4 Ma) ont été obtenus par méthode Rb-Sr sur roche totale dans les formations du Monte Hacho (Bernard-Griffith et al., 1977) et ont été interprétés comme l'âge du principal épisode métamorphique subi par ces unités. Les orthogneiss de Ceuta auraient été sujets à un épisode magmatique à 270 ± 9 Ma (Ruiz Cruz et Bentabol, 2014). Cependant, aucune donnée U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar ou issue de thermochronomètres de basse température n'a été obtenue jusqu'ici pour contraindre l'histoire alpine des Sebtides inférieures à Ceuta ou Cabo Negro à l'exception du travail récent de Homonnay (2014).

Le contact entre les péridotites, les paragneiss de l'unité supérieure et les orthogneiss de l'unité inférieure est caractérisé par une bande mylonitique de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, orientée selon une direction ~NW/SE avec un pendage de 20-25°SW. Cette zone de cisaillement ductile, marquée par un fort gradient de déformation, accommode le chevauchement de l'unité supérieure sur l'unité inférieure vers le NE, dans les conditions du faciès Amphibolites, estimées à ~8-5 kbar et ~760-680°C (Homonnay, 2014).

Étant donné que les méta-granitoïdes du Monte Hacho ont enregistré un événement métamorphique MP-MT prograde postérieur à l'évènement UHP-UHT, Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano (2012a) proposent deux scénarios d'évolution métamorphique différents :

- i) l'âge varisque obtenu par Bernard-Griffith et al. (1977) correspondrait à un événement métamorphique tardif et l'évènement UHP-UHT correspondrait à un stade orogénique plus ancien ;
- ii) si cet âge varisque est plutôt le reflet d'un épisode magmatique, alors l'épisode UHP-UHT peut être hercynien, ou plus vieux, et l'évènement MP-MT pourrait bien être alpin.

2.2. La presqu'île de Cabo Negro

La presqu'île de Cabo Negro (ou du Ras Tarf) est une des zones où affleurent les unités des Sebtides inférieures (Kornprobst, 1974). Le cap est un massif de 3 km de long sur 2 km de large au maximum, culminant à presque 350 m d'altitude, allongé selon une direction ~N60 et bordé de falaises de plusieurs dizaines de mètres de haut. La carte géologique au 1/50 000 de Tétouan-Ras Mazari indique qu'elles font partie des unités de Filali, structuralement au-dessus des unités de Beni Bousera (Kornprobst et Durand-Delga, 1985). Ces auteurs y décrivent des gneiss à biotite, sillimanite et grenat dans lesquels s'injectent des filons de leptynites à grenat. À l'Ouest, ces gneiss sont en contact avec des micaschistes par le biais d'une faille sub-v verticale de direction ~N/S et passant par le port de M'Diq.

Kornprobst (1974 ; 1976) décrit également un pli anticlinal en genou dont la charnière, orientée ~N/S à ~NW/SE, est déversée vers l'Ouest (**Figure 34**). Jusqu'aujourd'hui, aucune étude métamorphique ou géochronologique n'a été entreprise dans les unités présentes à Cabo Negro.

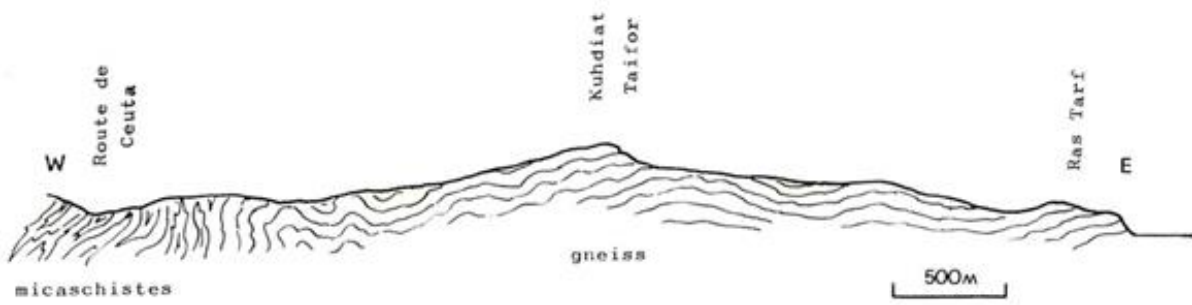


Figure 34 : Coupe de Cabo Negro (Ras Tarf) selon Kornprobst (1974).

3. ANALYSE STRUCTURALE

3.1. La presqu'île de Ceuta

3.1.1. Description lithologique et structurale

Dans le secteur de Ceuta, le socle métamorphisé des Sebtides inférieures affleure, associé à une unité de nature mantellique. Il s'agit du massif cristallin en position la plus septentrionale du Rif interne (les deux autres sont Cabo Negro, une vingtaine de kilomètres au Sud sur la côte Méditerranéenne, et Beni Bousera au Sud du domaine interne). Cet affleurement revêt un intérêt particulier car il s'agit du seul affleurement du Rif, où l'unité inférieure présente sous les péridotites du manteau peut être observée.

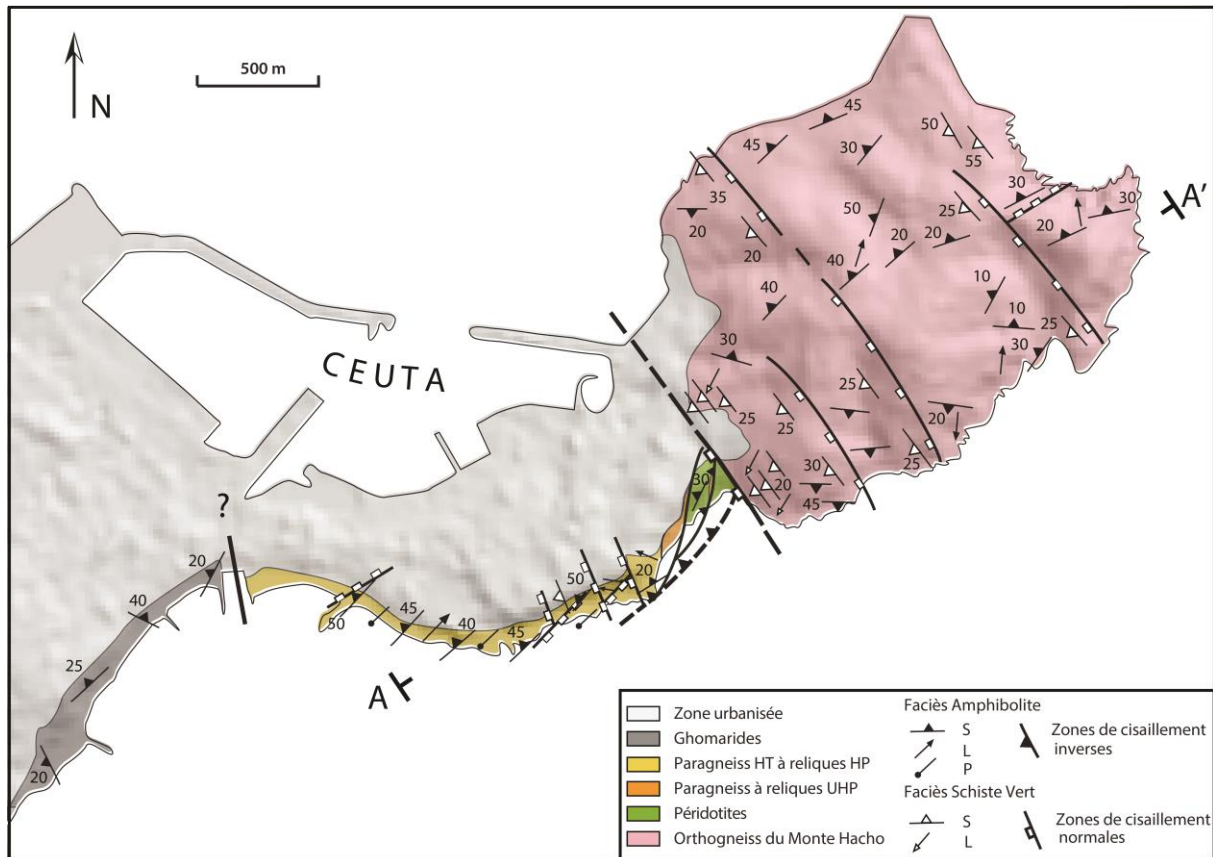


Figure 35 : Carte des foliations et structures ductiles de la presqu'île de Ceuta. Le trait AB représente le trait de coupe de la Figure 36.

Une étude récente menée sur la presqu'île de Ceuta (Homonnay et al., 2014) montre la superposition de quatre unités, d'Ouest en Est, et de haut en bas (**Figure 35 ; Figure 36 et Figure 37**) :

- i) **l'unité supérieure des paragneiss** : il s'agit de gneiss migmatitiques dans lesquels la foliation métamorphique principale est marquée par l'alternance de niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésien (restite) et de niveaux clair à composition granitique (leucosomes). Cette foliation s'est développée dans le faciès Amphibolites avec une direction principalement ~NE/SW et un pendage moyen de 30° vers l'Ouest. Cette unité est affectée par de nombreux plissements d'échelle décimétrique d'axe ~N40-50 fortement déversés vers l'Est, qui localement peuvent évoluer en plis en fourreau. Les linéations d'étirement mesurées sont parallèles à l'axe des microplis avec une direction comprise entre ~N20 et N50. Les critères de cisaillement observés (boudinage asymétrique, plan S/C, figures sigmoïdes, etc.) sont tous compatibles avec un déplacement s'effectuant du SW vers le NE. L'épaisseur de cette formation est d'environ 700-800 m ;
- ii) **l'unité des paragneiss granulitiques** constitue une écaille de faible dimension comprise entre les paragneiss du faciès amphibolites et les péridotites. La foliation présente des reliques de minéraux caractéristiques de conditions d'Ultra-Haute Pression (UHP) décrites par Ruiz Cruz et Sanz de Galdeano (2012b) et Ruiz et al. (2010) ;
- iii) **l'unité intermédiaire des péridotites** du manteau supérieur est fortement déformée et serpentinisée. La foliation mylonitique a une direction moyenne à N65/35°S et porte une linéation orientée N0 avec des critères de cisaillement indiquant un déplacement du S vers le N. L'épaisseur de cette unité (entre 200 et 250 m) est bien moins importante que dans le massif de Beni Bousera où elle peut atteindre 2 km d'épaisseur. Il s'agit d'une écaille de péridotites de dimension réduite impliquée dans le chevauchement des paragneiss et granulites sur l'orthogneiss ;
- iv) **l'unité des orthogneiss du Monte Hacho** constitue l'unité la plus profonde des Sebtides. La foliation principale a une direction ~NE/SW à ~E/W et les linéations font ressortir des directions principales proches de ~NE/SW avec un mouvement cisailant allant du SW vers le NE, identiques à ceux mesurés dans les paragneiss migmatitiques. Cette déformation ductile se développe dans le faciès des Amphibolites.

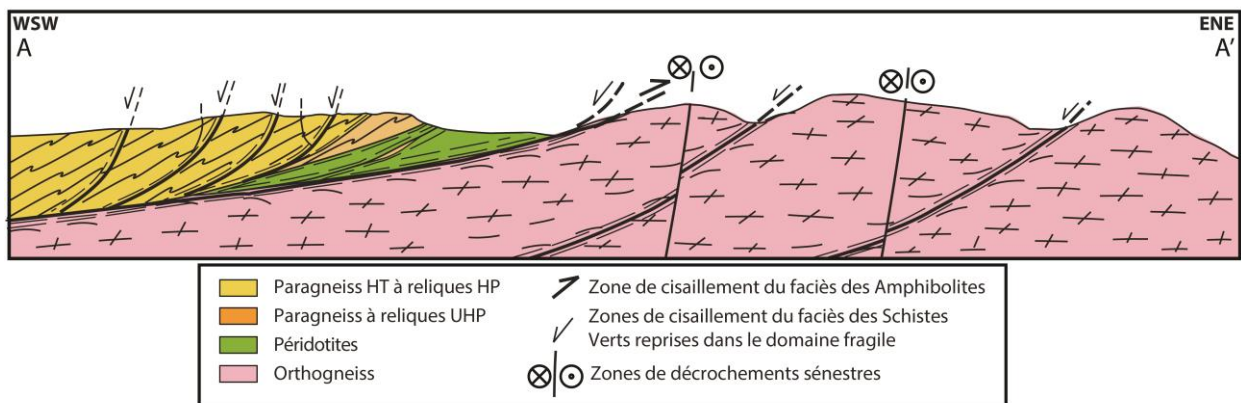


Figure 36 : Coupe ENE/WSW de la presqu'île de Ceuta illustrant la déformation ductile et fragile (modifiée d'après Homonnay, 2014).

3.1.2. Caractérisation des champs de déformation superposés

Cette étude vise à contraindre les derniers stades d'exhumation des Sebtides inférieures. Le point de départ est donc constitué par la déformation ductile qui a affecté ces unités dans le faciès Schistes Verts, car un âge pourra lui être attribué grâce aux datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas. Les données présentées s'intéressent donc à la déformation dans le faciès Schistes Verts et aux stades postérieurs. L'étude structurale menée sur la presqu'île de Ceuta (**Figure 38**) a permis de préciser la chronologie relative des déformations et de déterminer ainsi plusieurs champs de déformation successifs.

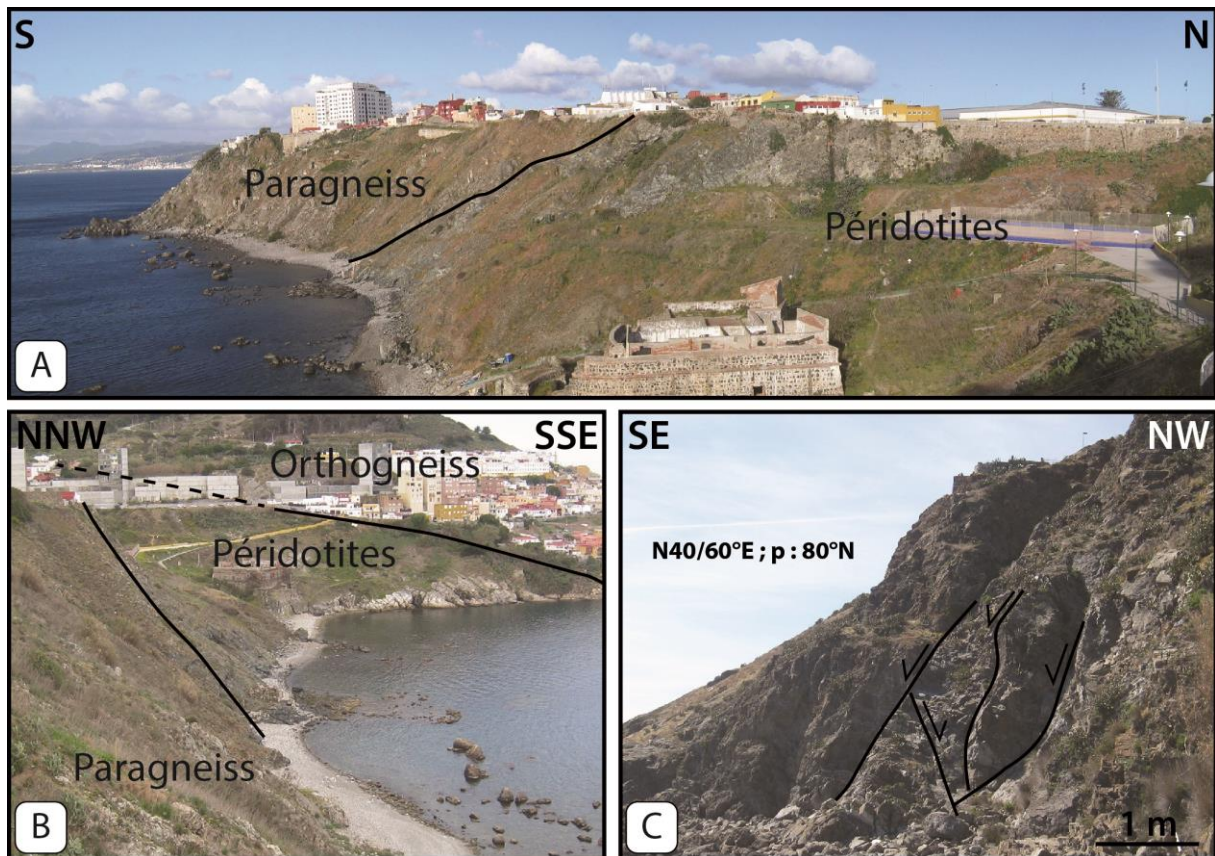


Figure 37 : A – Panorama depuis le Monte Hacho (depuis station 5) vers l'écaille de péridotites et l'unité des paragneiss sus-jacente. B – Panorama depuis les paragneiss (depuis station 3) vers le Monte Hacho. La superposition des trois unités principale peut être observée. C (station 3) – Failles normales fragiles reprenant une zone de cisaillement normal du faciès des Schistes Verts (phases D_1 et D_4).

3.1.2.1. Le champ de déformation D_1 : extension et exhumation

L'étude structurale détaillée menée au niveau du contact entre l'écaille de péridotites serpentinisées et l'unité des orthogneiss du Monte Hacho (Homonnay, 2014) a montré que ce contact majeur est caractérisé par une épaisse zone de cisaillement ductile qui joue dans les conditions du faciès Amphibolites. Ce contact est remobilisé dans les conditions du faciès de Schistes Verts matérialisé par le développement d'une bande ultramylonitique caractérisée par une foliation mylonitique, orientée ~NW/SE et faiblement pentée vers le SW. La foliation formée dans le faciès des Schistes Verts porte une linéation d'étirement, soulignée par l'allongement des muscovites et des chlorites et l'étirement des agrégats de quartz et de

feldspaths dans l'orthogneiss (**Figure 39-A et B**). Cette linéation est orientée ~NE-SW et les critères cinématiques observés (plans S/C) indiquent clairement un jeu normal. Ce jeu normal, qui fait rejouer ce contact en faille normale dans les conditions du faciès Schistes Verts correspond à la phase de déformation D₁ (**Figure 40-C et D**), postérieure à l'empilement des unités de la presqu'île de Ceuta dans les conditions du faciès Amphibolites.

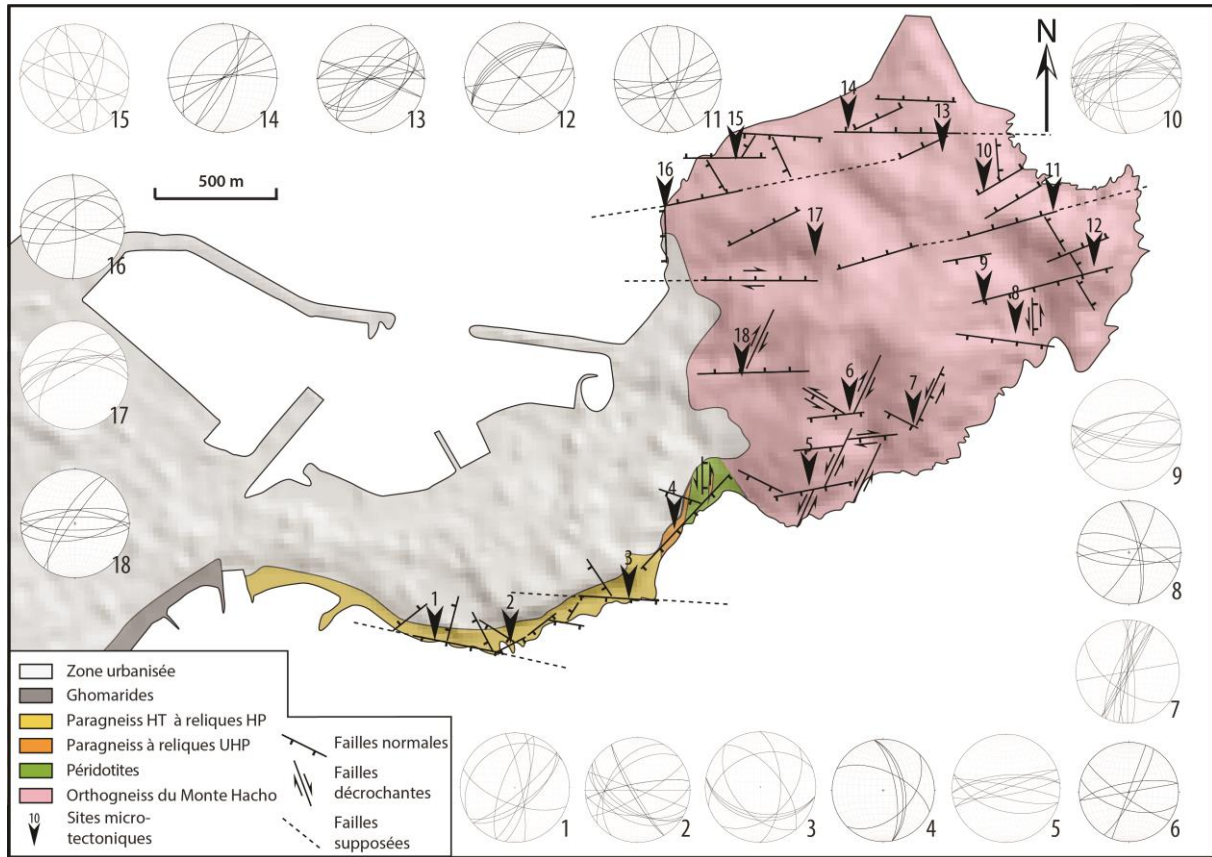


Figure 38 : Carte structurale de Ceuta avec la position des stations de mesures micro-tectoniques.

En dehors de ce contact normal majeur, toute une série de zones de cisaillement orientées ~NW-SE, à pendage Ouest, recoupent et déforment la foliation du faciès des Amphibolites dans l'orthogneiss (**Figure 40-C et D**).

Elles sont également associées à d'autres zones de cisaillement normales mineures orientées ~N/S, ~E/W et ~NE/SW et qui jouent de façon synchrone dans les paragneiss (**Figure 40-A et B**). Cette phase a donc les caractéristiques d'une extension radiale. Elles sont également associées à d'autres zones de cisaillement normales mineures orientées ~N/S, ~E/W et ~NE/SW et qui jouent de façon synchrone (**Figure 40-B**). Cette phase d'extension a donc probablement débuté avec une direction ~NE/SW pour terminer par une extension radiale.

De grandes failles normales fragiles, marquées par la formation de cataclasites et de gouges présentant les mêmes orientations que décrites précédemment (~E/W, ~NE/SW et principalement ~NW/SE), se surimposent aux zones de cisaillement ductile normales dans le faciès Schistes Verts (**Figure 40-A ; Figure 42-C**). Pendant la phase D₁, le jeu normal se réalise donc à la transition fragile-ductile et se prolonge dans le domaine fragile.

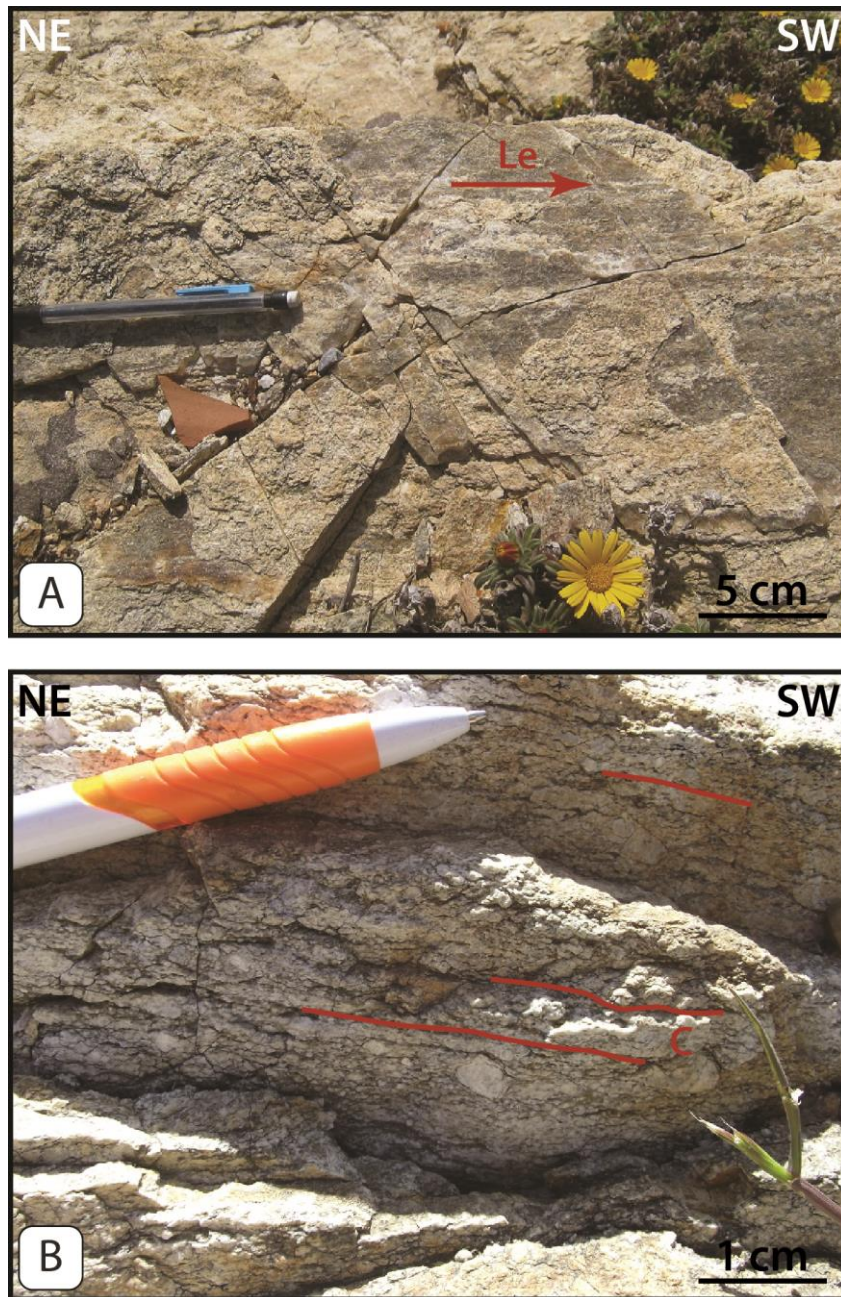


Figure 39 : Ultramylonite d'orthogneiss au contact avec les péridotites. A – (en plan) Plan de foliation ultramylonitique avec des linéations d'étirement soulignées par les muscovites dans le faciès des Schistes Verts. B – Critères de cisaillement ductile (rotation et alignement des feldspaths. Des structures C/C' sont visibles et indiquent un jeu normal.

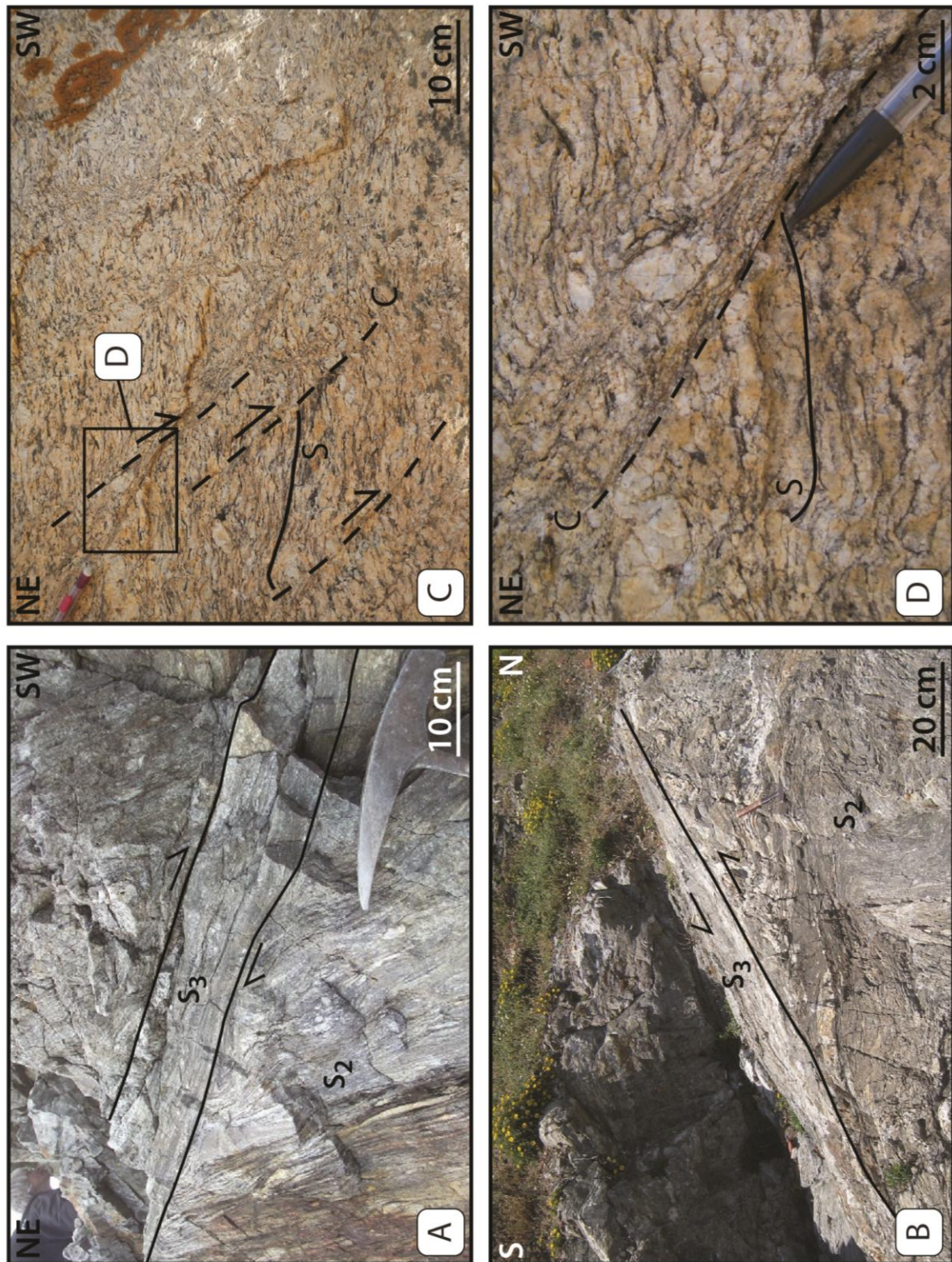


Figure 40 : A et B – Zones de cisaillement normal du faciès des Schistes Verts recoupant la foliation du faciès des Amphibolites des paragneiss (phase D1). C et D – Structures S/C affectant l'orthogneiss du Monte Hacho dans le faciès des Schistes Verts. Les critères de cisaillement indiquent un jeu normal.

3.1.2.2. *Le champ de déformation D₂ : compression E/W*

Dans les orthogneiss du Monte Hacho, toute une série de failles à pendages forts dont la direction principale est ~NE/SW montrent un mouvement décrochant sénestre. Ces failles sont, associées à des failles décrochantes dextres, moins nombreuses, dont la direction est ~WNW/ESE. Elles sont localement associées à des failles ~E/W qui présentent des jeux normaux avec une composante dextre (**Figure 38-stations 6 et 18**).

Les familles de failles décrochantes ~WNW/ESE et ~NE/SW sont conjuguées. Leur jeu est compatible avec une direction de compression ~E/W.

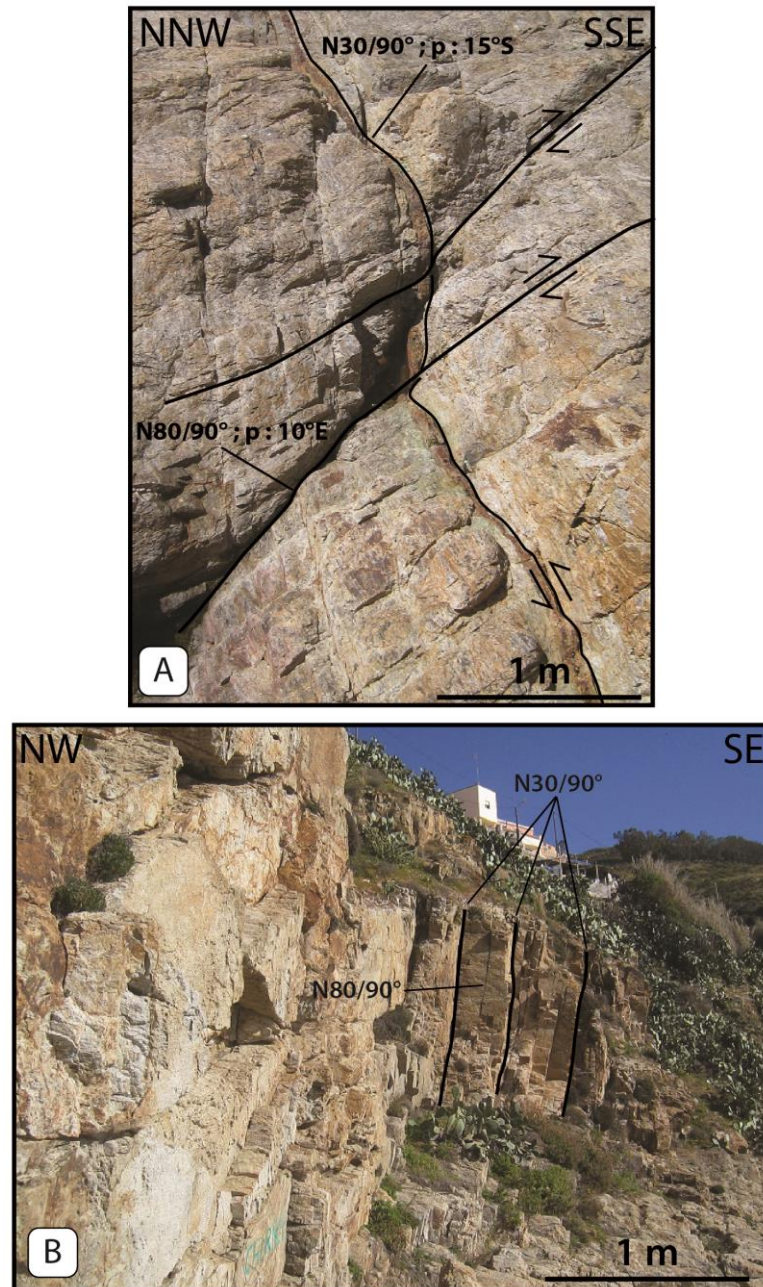


Figure 41 (station 6) : A – Failles décrochantes ~NE/SW et ~E/W respectivement sénestres et dextres (phase D₃). B - Failles ~NE/SW sénestres associées à des failles ~WNW/ESE normales à composante dextre (phase D₃).

3.1.2.3. Le champ de déformation D_3 : compression N/S

Quelques plans de failles ~NE/SW à ~N/S et ~NW/SE à ~E/W rejoignent ensuite respectivement en jeu sénestre et dextre (**Figure 41-A et B**). Ces mouvements ont été observés localement dans les péridotites et au sein du Monte Hacho (**Figure 38-stations 4, 8 et 17**). Le jeu de ces failles est compatible avec un serrage ~NNW/SSE.

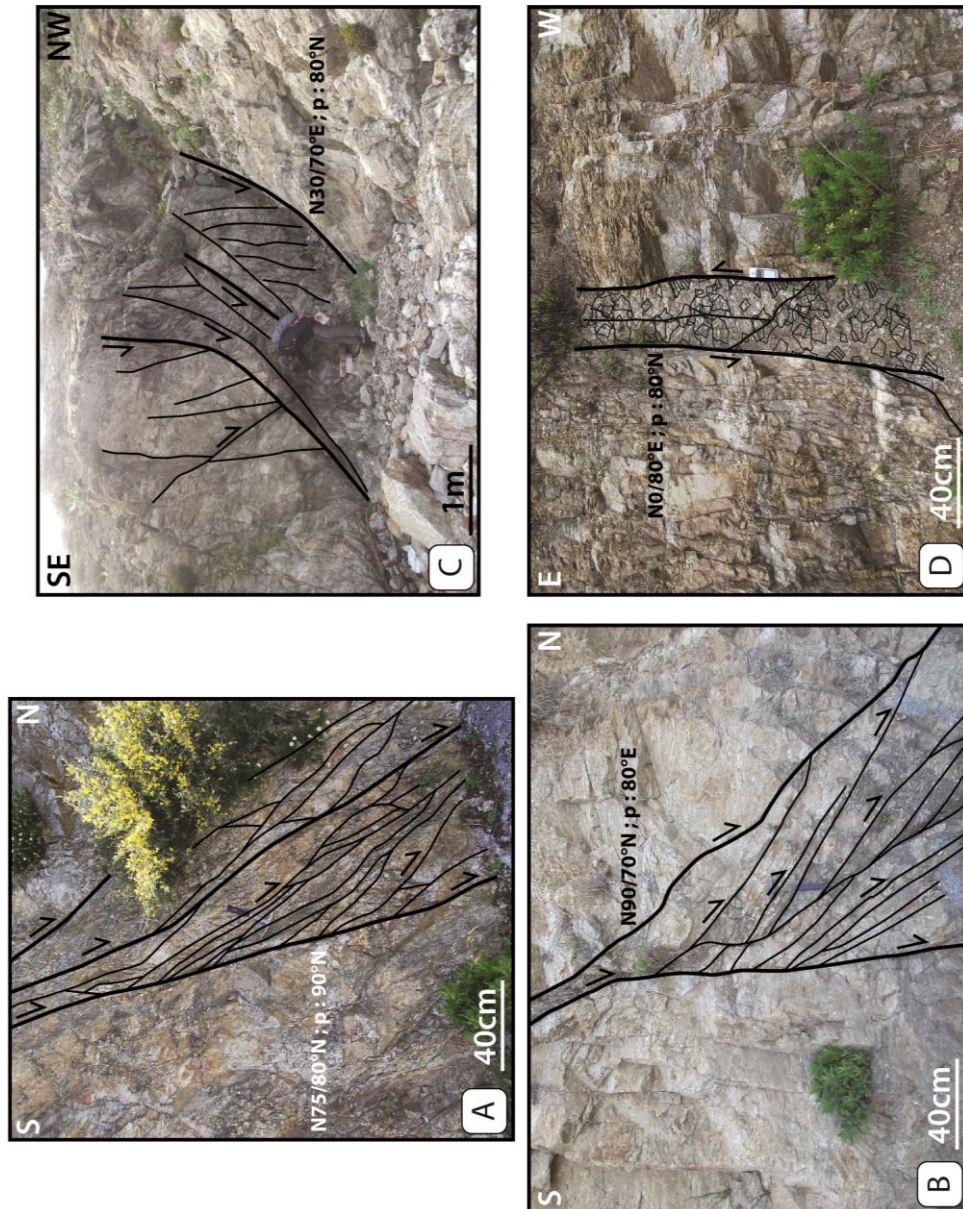


Figure 42 : A (station 9) et B (station 17) : Failles normales ~E/W en queue de cheval faisant effondrer le compartiment Nord du Monte Hacho par rapport au compartiment Sud (phase D_4) ; C (station 4): Failles normales fragiles ductiles reprises dans le domaine fragile (phase D_1 et peut-être D_4) ; D (station 8) : Zone cataclásée ~N/S jouant en faille normale qui effondre le bloc Est du Monte Hacho par rapport au bloc Ouest (phase D_4).

3.1.2.4. Le champ de déformation D_4 : extension radiale

Au Monte Hacho, les failles de direction ~NE/SW et ~E/W sont parfois reprises en jeu normal. Elles recoupent et sont parfois recoupées par des failles normales ~N/S (**Figure 42-D**). La direction ~E/W reste malgré tout celle qui semble le plus affecter les formations du

Monte Hacho. Dans l'unité des paragneiss de Ceuta, les mêmes directions de failles ont été mesurées, cependant, les affleurements étant limités à la bordure de la côte, la prédominance de la direction ~E/W y semble beaucoup moins marquée.

Ces observations suggèrent que le dernier régime de déformation ayant affecté la presqu'île de Ceuta est une extension radiale qui fait rejouer toutes les familles de failles préexistantes.

3.1.3. Évolution du champ de déformation sur la presqu'île de Ceuta

L'analyse de la géométrie, de la cinématique et de la chronologie relative des failles, complétée par l'inversion des couples failles-stries (**Figure 43**), permet de proposer l'évolution du champ de déformation suivant :

- i) une phase d'extension puis radiale, (D_1) fait rejouer en failles normales dans le faciès Schistes Verts les grands contacts chevauchants ~NW/SE, qui superposent le complexe des péridotites et des paragneiss de Ceuta sur les formations du Monte Hacho dans le faciès des Amphibolites. Cette phase accommode l'exhumation de l'ensemble des unités de Ceuta et du Monte Hacho de manière continue jusque dans le domaine fragile ;
- ii) une phase de compression de direction ~ENE/WSW (D_2) fait jouer les failles ~NE/SW et ~WNW/ESE respectivement en décrochements dextres et sénestres, associées à des failles normales ~E/W ;
- iii) une phase de compression de direction ~NW/SE (D_3) a fait rejouer les failles ~N/S à ~NE/SW en décrochements sénestres et les failles ~E/W en décrochements dextres ;
- iv) une phase d'extension radiale (D_4) réactive la quasi-totalité des systèmes de failles ayant précédemment joué en failles normales et crée aussi des failles ~N/S. Les failles normales ~E/W restent prédominantes. Cette phase pourrait avoir duré du Messinien à l'actuel.

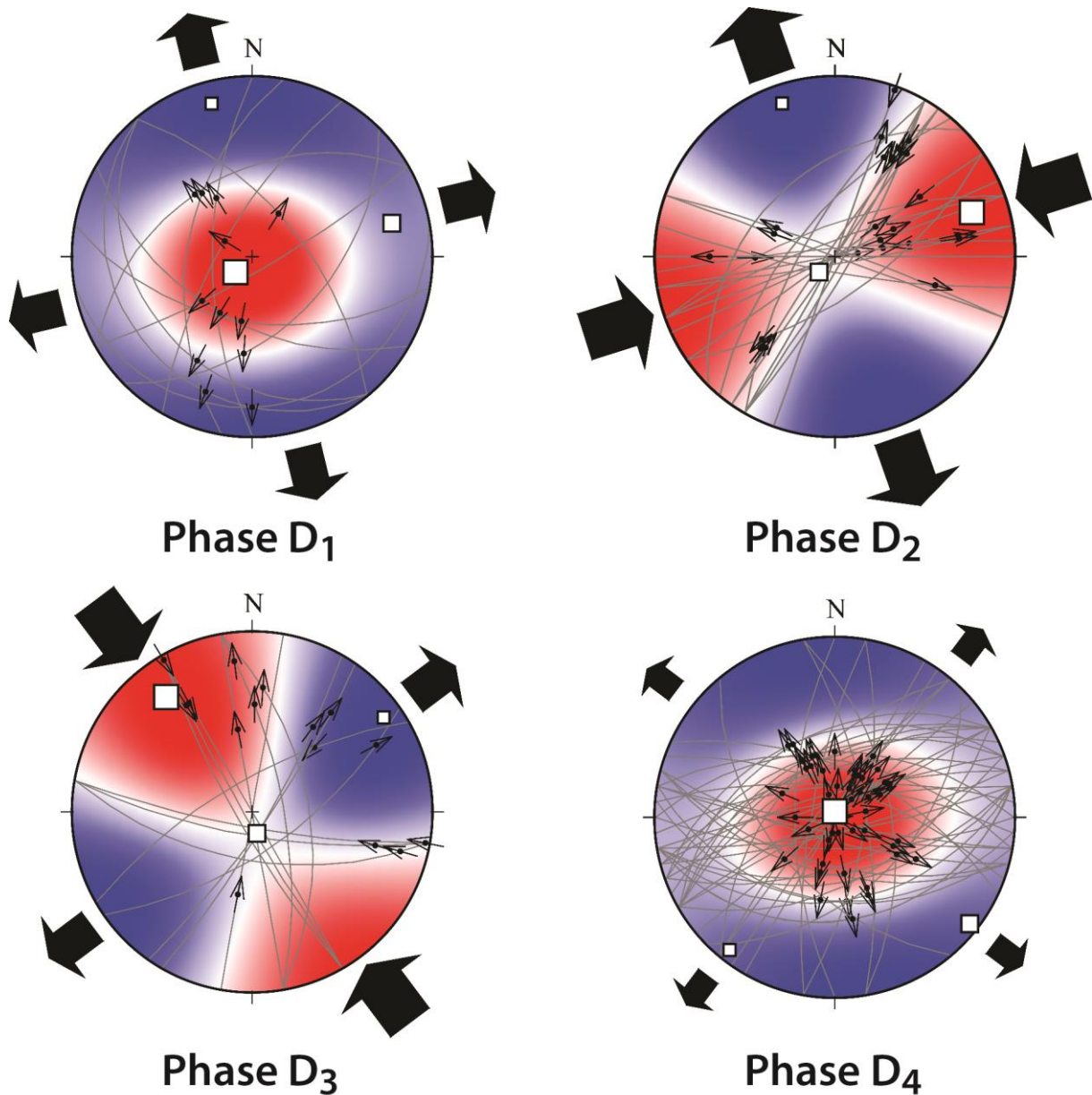


Figure 43 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007).

3.2. La presqu'île de Cabo Negro

3.2.1. Description lithologique et structurale

Les données de terrain, combinées aux observations pétrologiques, ont permis de préciser la cartographie et la nature de des formations qui affleurent dans le secteur de Cabo Negro (**Figure 44**).

La majorité du massif est constituée de paragneiss migmatitiques dont la foliation métamorphique principale est marquée par l'alternance de niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésien (restite) et de niveaux clair à composition granitique (leucosomes) contenant des grenats centimétriques. Des roches basiques sont parfois boudinées dans la

foliation. La schistosité est principalement orientée ~NW/SE et présente des pendages très faibles sur la majorité NE du massif.

Au Sud du cap, dans la carrière proche de la mosquée (**Figure 44 ; Figure 45**), une autre formation a été identifiée, située structuralement sous les paragneiss migmatitiques. Ce sont des orthogneiss migmatitiques et des granites d'anatexie à cordiérite (**Figure 45-B**). Par endroits, le protolithe est encore visible et il a été identifié comme un orthogneiss avec une foliation marquée par des phénocristaux de feldspaths potassiques (**Figure 45-C**). La foliation est peu marquée et ne montre pas d'orientation préférentielle. Cette formation n'est visible que dans cette carrière. Cartographiquement (**Figure 44**), elle est probablement décalée par un réseau de failles normales ~NE/SW qui effondrent le compartiment Ouest. Ces orthogneiss sont l'équivalent de ceux du Monte Hacho.

Le contact entre les deux principales unités n'a pu être observé que partiellement quelques dizaines de mètres au Nord de la carrière (**Figure 47-station 4**). Il correspond à une zone mylonitique de quelques mètres de large orientée globalement ~E/W et très faiblement pentée vers l'E (10-20°). La mauvaise qualité des affleurements n'a pas permis de préciser la cinématique de ce contact. Par analogie avec la zone de Ceuta, il est probable que cet accident ait d'abord joué en chevauchement dans le faciès Amphibolites, puis en faille normale dans le faciès Schistes Verts. Le contact est plissé postérieurement à ces mouvements. À l'échelle cartographique, la foliation principale dans les paragneiss est également plissée.

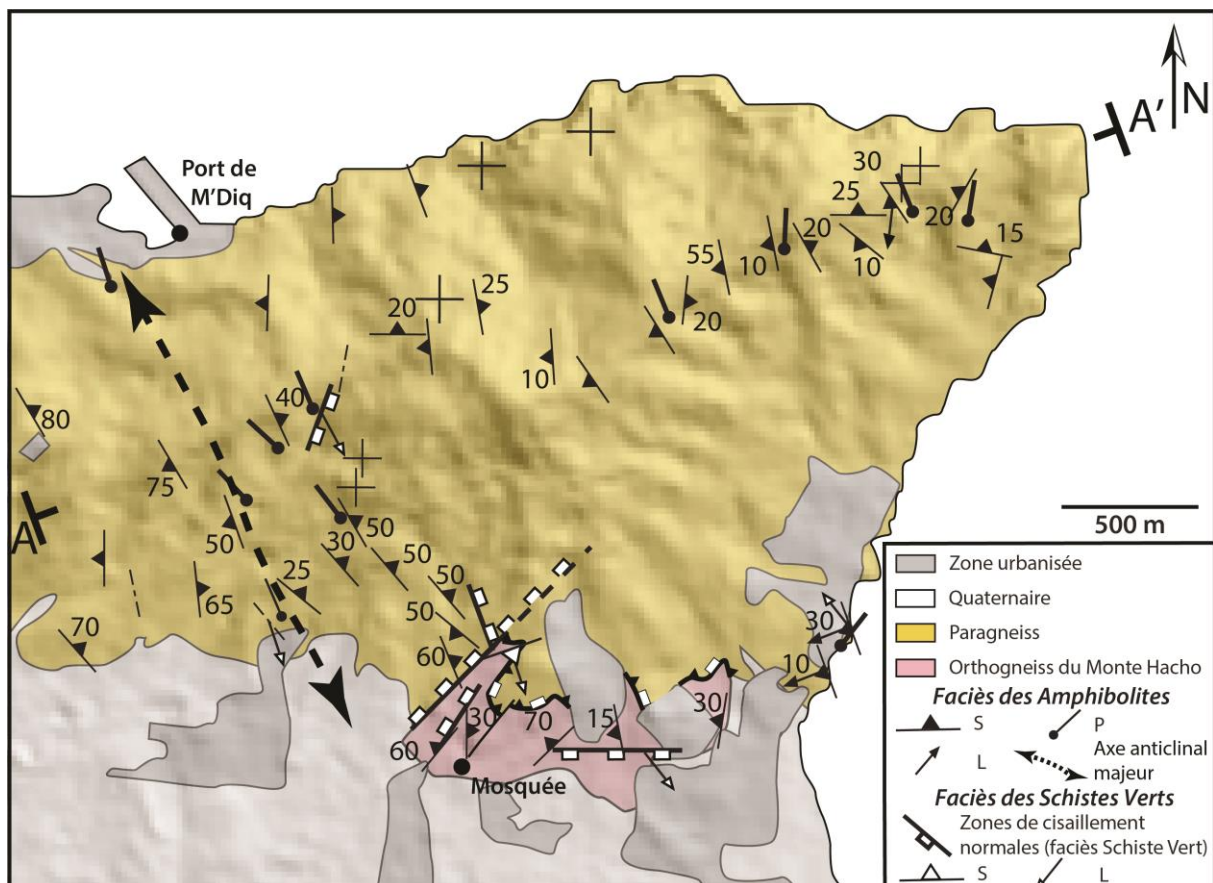


Figure 44 : Carte des structures ductiles de la presqu'île de Cabo Negro et coupes à travers le massif.

Une charnière anticlinale de direction ~NNW/SSE (**Figure 44**) a été observée entre le port de M'Diq (**Figure 47-station 1**) et l'Ouest de la carrière (**Figure 47-station 5**). La coupe

réalisée à travers la zone d'étude (**Figure 44**) montre que ce pli est déversé vers l'Ouest, avec des foliations sub-verticales sur le flanc court, à l'Ouest, et sub-horizontales sur le flanc long, à l'Est. Ces structures forment un pli « en genou », comme cela avait déjà été décrit par Kornprobst (1974).

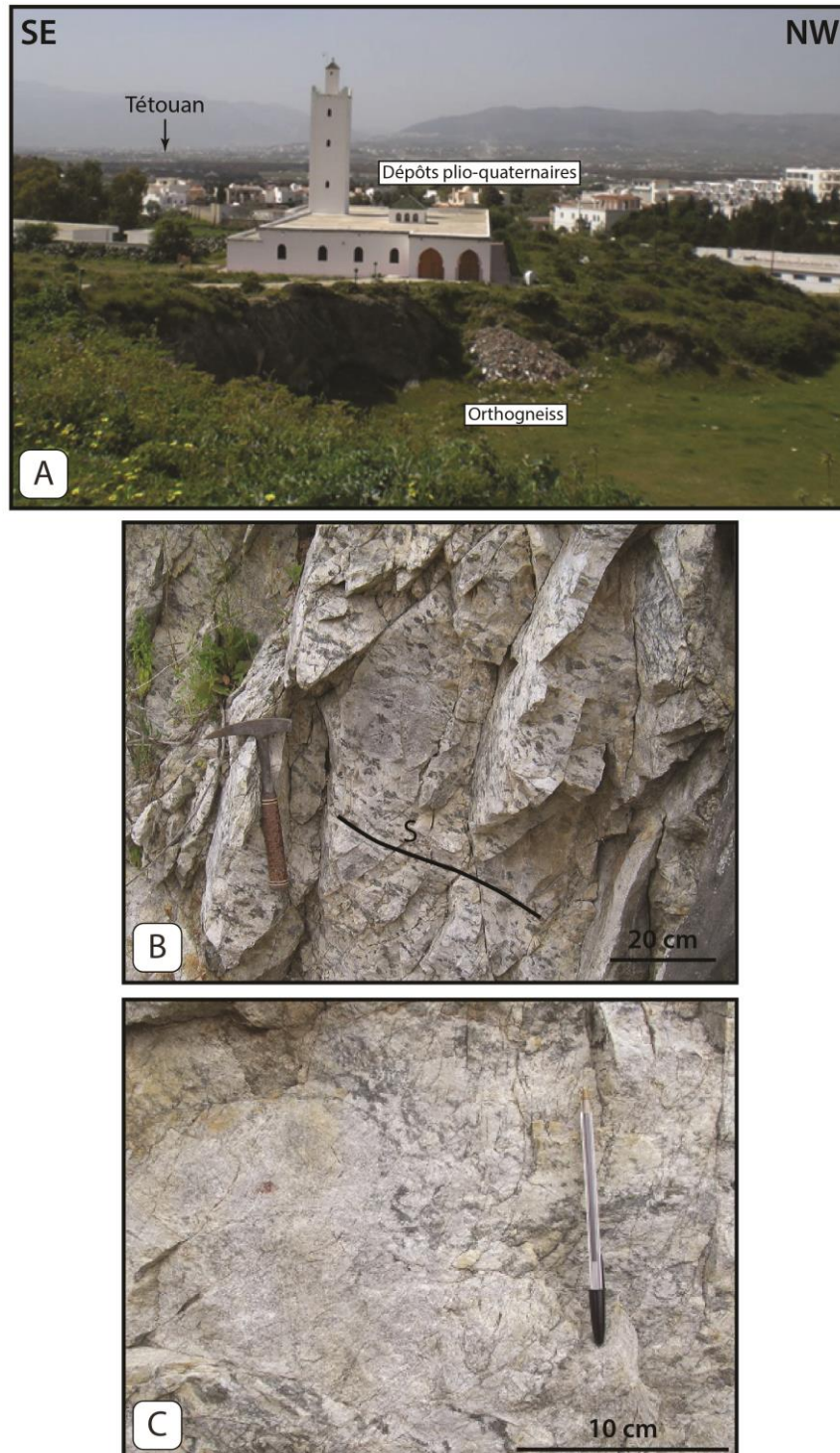


Figure 45 : A – Panorama montrant les affleurements d'orthogneiss au Sud de Cabo Negro avec vue vers Tétouan ; B – Orthogneiss migmatitique avec foliation soulignée par les minéraux de cordiérite ; C – Orthogneiss avec poche de fusion migmatitique.

Comme à Ceuta, cette déformation se réalise dans les conditions du faciès Amphibolites. Elle est antérieure aux derniers stades d'exhumation dans le faciès Schistes Verts qui, dans cette étude, sera donc considéré comme le stade de déformation D_1 décrit ci-dessous.

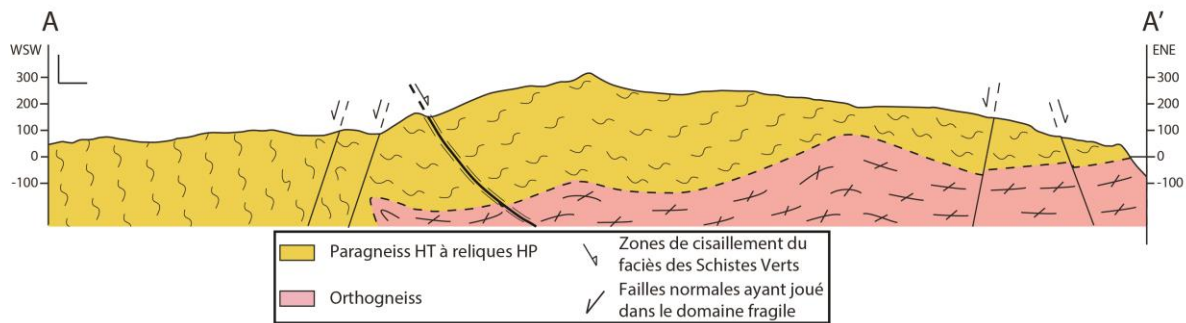


Figure 46 : Coupe ENE/WSW de la presqu'île de Cabo Negro, illustrant les structures ductiles et fragiles.

3.2.2. Caractérisation des champs de déformation superposés

L'étude structurale de la presqu'île de Cabo Negro a permis de préciser la chronologie relative des déformations et de déterminer ainsi plusieurs champs de déformation successifs.

3.2.2.1. Le champ de déformation D_1 : extension et exhumation des unités

Des plans de cisaillement dans le faciès Schistes Verts, orientés N140 à N160 à pendages Est et avec des jeux normaux, se localisent de manière préférentielle au niveau de la charnière de l'anticlinal décrit-ci-dessus.

Quelques zones mylonitiques ayant joué en failles normales dans le faciès Schistes Verts ont également été mesurées avec des orientations principales ~NE/SW et ~E/W. Ces failles ductiles ont accommodé les dernières étapes de l'exhumation des unités métamorphiques de Cabo Negro.

3.2.2.2. Deuxième champ de déformation (phase D_3) : compression N/S

Le contact ductile subhorizontal entre les orthogneiss et paragneiss est recoupé par des accidents ~NE/SW (**Figure 46** ; **Figure 47**) dont l'un d'entre eux limite à l'Ouest l'affleurement des orthogneiss. Les miroirs de faille présentent deux générations de stries dont la première a un pitch horizontal et indique un jeu sénestre (**Figure 48-D**). La seconde correspond à la phase D_4 décrite ci-dessous. Seules quelques autres failles de cette famille ont pu être mesurées et sont trop mineures pour être représentées sur la carte. Aucune faille décrochante ~NW/SE conjuguée n'a été observée. Le régime de déformation compatible avec le jeu de ces failles est une compression ~N/S, comparable à la phase D_3 mise en évidence à Ceuta.

3.2.2.3. Troisième champ de déformation (phase D_4) : extension radiale

Deux principales familles de failles normales fragiles recoupent le contact et sont orientées ~E/W et ~NE/SW (**Figure 47**). La famille de direction ~NE/SW est celle qui est principalement observable sur l'ensemble du cap et présente majoritairement un jeu normal. Cartographiquement, il semblerait que la crête du cap, elle aussi orientée ~NE/SW, soit contrôlée par un réseau de failles de cette direction (**Figure 47**).

Au port de M'Diq, au NW du cap (**Figure 47-station 1**), une zone effondrée est bordée par deux importantes familles de failles normales N40 et N50, respectivement pentées vers l'Ouest et l'Est (**Figure 48-A et B ; Figure 49**). Ces réseaux de failles, associées à des réseaux ~E/W semblent contrôler le trait de côte au Nord du cap.

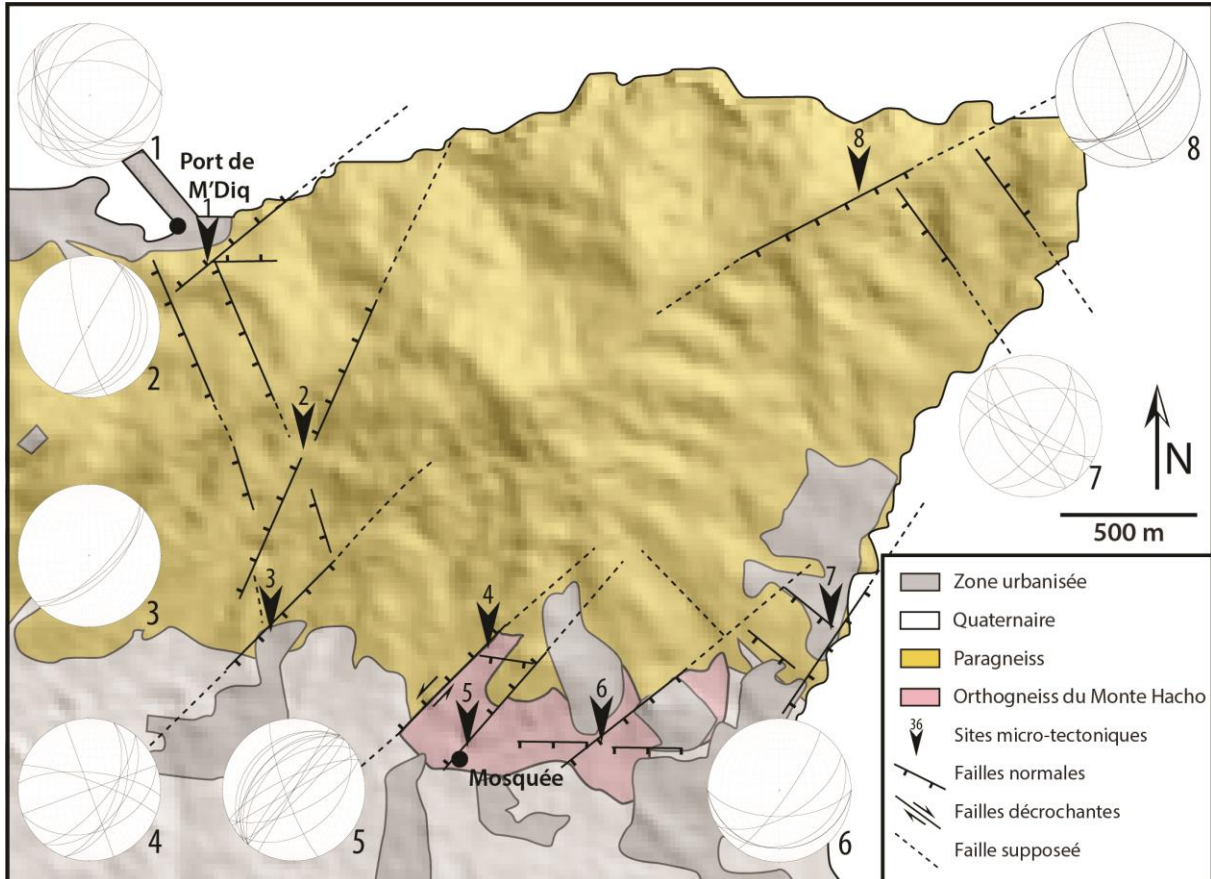


Figure 47 : Carte de Cabo Negro avec la position des stations de mesures micro-tectoniques.

Les orthogneiss affleurant près de la mosquée au Sud de Cabo Negro sont affectés par une série de failles normales orientées ~NE/SW et à pendages NW et SE (**Figure 48-D**). Sur le miroir de faille de l'accident ~NE/SW limitant l'Ouest des orthogneiss, une deuxième famille de stries postérieure au jeu sénestre a été identifiée. Elle présente un pitch vertical et indique un jeu normal (**Figure 48-D**). Le bloc au NW de cette faille s'est effondré par rapport au bloc SE, expliquant la disparition de la formation des orthogneiss.

Les familles de failles ~E/W et ~NW/SE ont des jeux normaux avec généralement un mouvement purement vertical (pitch de 90°). Entre le port de M'Diq (**Figure 47-station 1**) et l'Ouest de la carrière (**Figure 47-station 5**), une grande faille normale ~NW/SE à pendage SW recoupe la charnière anticlinale observée dans les paragneiss et effondre le bloc SW par rapport au NE. Elle semble recoupée par des failles de direction ~NE/SW. Des failles mineures de direction ~NW/SE sont aussi observables dans la partie Sud du cap, en bord de mer (**Figure 48-C**). Elles pourraient faire partie d'un faisceau de failles normales qui délimiterait le trait de côte (**Figure 47**).

Ces familles de faille se recoupent les unes les autres et ont donc joué de manière synchrone. Une phase d'extension radiale a donc fait rejouer d'anciennes failles en jeu

normal, tout en créant de nouvelles. Ce champ de déformation est comparable à la phase D₄ mise en évidence à Ceuta.

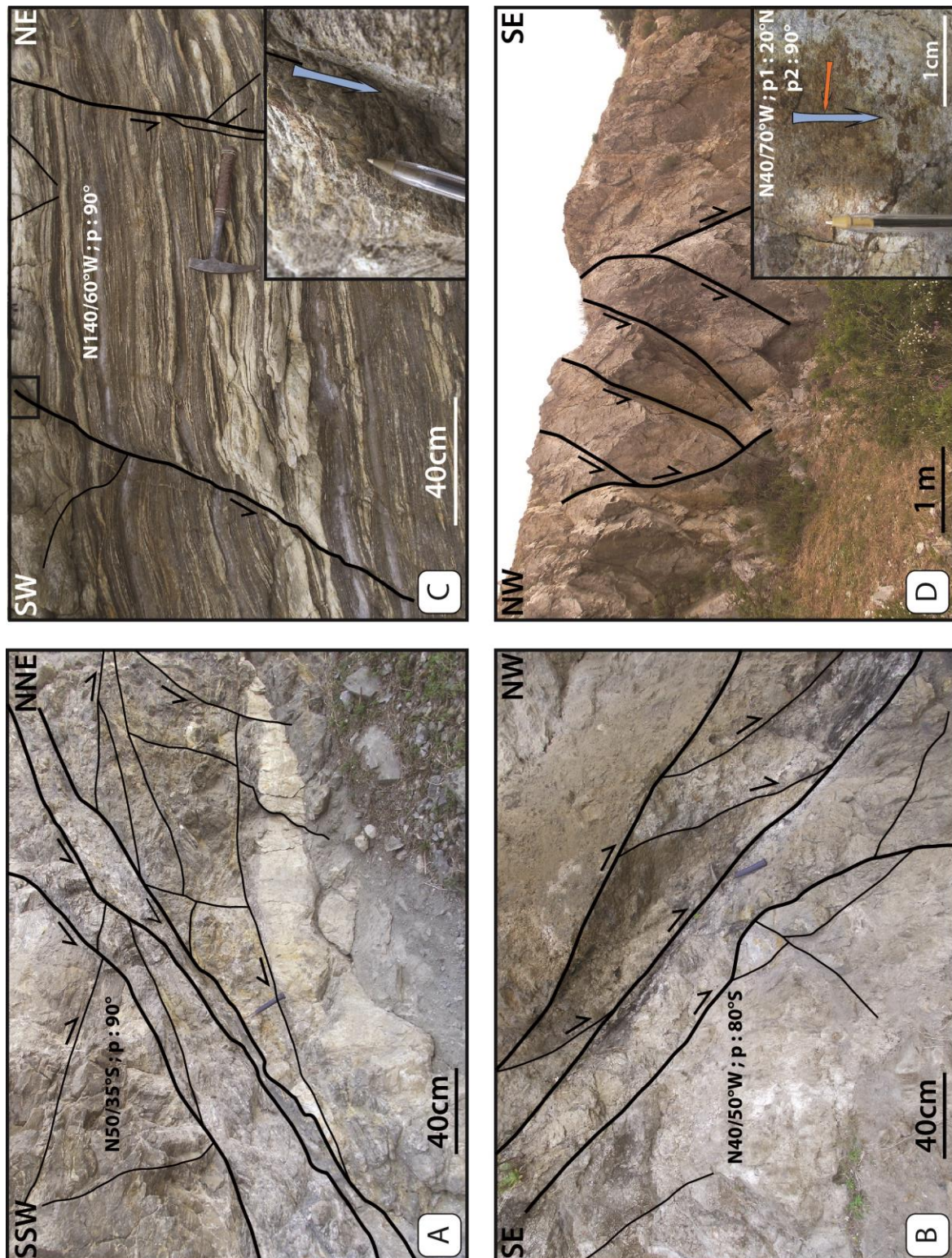


Figure 48 : A et B (station 1) : Failles normales NE/SW remplies de gouges visibles au port de M'Diq (phase D₁) ; C (station 7) : Failles normales NW/SE visible à la bordure S de Cabo Negro (phase D₁ et peut-être D₄) ; D (station 5) : Miroir de faille NE/SW présentant des stries indiquant un jeu décrochant sénestre (phase D₃) recoupées par des stries indiquant un jeu normal (phase D₄).

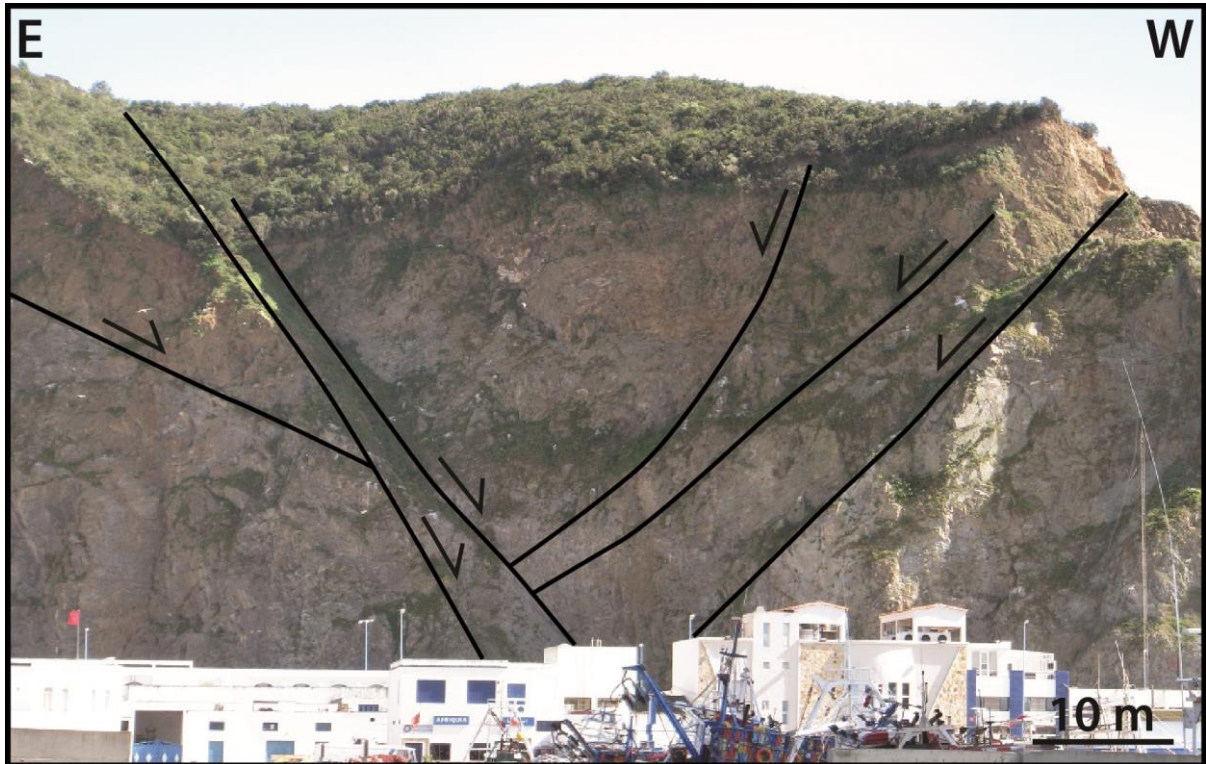


Figure 49 (station 1) : Panorama vers les falaises du massif de Cabo Negro au-dessus du port de M'Diq. Des failles normales fragiles ~N/S effondrent le compartiment Ouest par rapport à l'Est.

3.2.3. Évolution du champ de déformation sur la presqu'île de Cabo Negro

L'analyse de la géométrie, de la cinématique et de la chronologie relative des failles a permis de proposer une évolution de la déformation au cours du Néogène (**Figure 50**). Le faible nombre de failles décrochantes mesurées dans l'ensemble du cap rend l'inversion de couples failles-stries impossible. La phase D_3 n'est pas représentée sur la **Figure 50**.

La comparaison avec les résultats obtenus sur les autres zones étudiées permet de proposer l'évolution du champ de déformation suivante :

- i) une phase d'extension radiale (D_1) formant des plans de cisaillement en failles normales dans le faciès Schistes Verts orientés ~NW/SE, ~NE/SW et ~E/W. qui affectent l'ensemble des paragneiss et orthogneiss ;
- ii) une phase de compression ~N/S (D_3) faisant jouer les failles ~NE/SW en décrochements sénestres. Une analyse structurale plus poussée permettrait de préciser ce champ de déformation ;
- iii) une phase d'extension radiale (D_4) ou d'effondrement réactivant les systèmes de failles précédemment formés en failles normales avec des pitches purement verticaux.

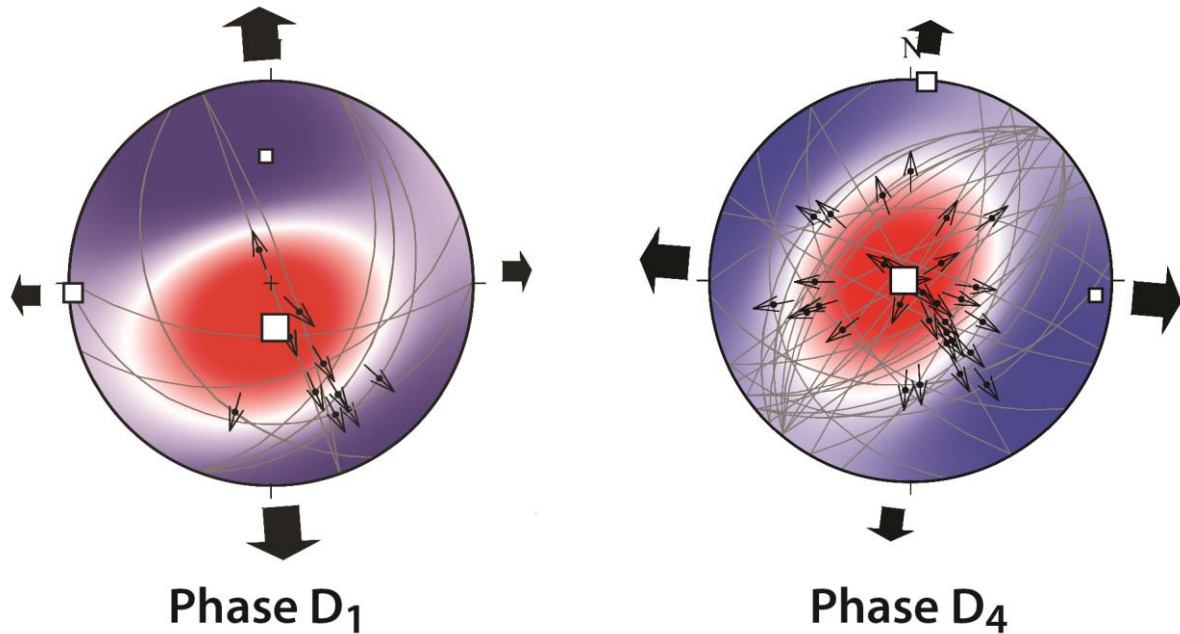


Figure 50 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007).

3.3. Discussion

Ces données, comparées avec les données bibliographiques disponibles sur les bassins sédimentaires aquitano-burdigaliens affleurant dans ce secteur, vont maintenant être intégrées dans le modèle d'évolution du champ de déformation pour en préciser la chronologie.

3.3.1. Les dépôts aquitano-burdigaliens

Les dépôts d'âge aquitano-burdigaliens ont enregistré les relations tectonique/sédimentation et constituent un excellent marqueur de la chronologie relative des déformations. Ces dépôts, relativement peu étendus, sont présents dans les environs (entre 5 et 15 km) des presqu'îles de Ceuta et Cabo Negro (**Figure 51**).

3.3.1.1. Bassin de Fnidek

Entre 5 et 10 km à l'Ouest de la presqu'île de Ceuta se situe le bassin de Fnidek. C'est un synforme de direction ~N/S au cœur duquel sont localisées les formations aquitano-burdigaliennes de « Fnidek-Ciudad Granada » (Feinberg et al., 1990) et de « Sidi Abdeslam-Viñuela » (El Kadiri et al., 2000). Ces dépôts reposent en discordance sur les séries Ghomarides, localisées tectoniquement au-dessus des Sebtides inférieures. Des failles inverses ainsi que des plis mineurs de direction ~N/S recoupent les formations de « Sidi Abdeslam-Viñuela » et sont les témoins d'une phase de compression ~E/W post-Burdigalien inférieur (El Kadiri et al., 2000). Ces observations sont cohérentes avec le contexte général de chevauchements et rétro-chevauchements post-Burdigalien inférieur qui semble affecter les zones internes au Nord de Tétouan (Hlila et Sanz de Galdeano, 1995 ; Ben Yaïch, 1981 ; Raoult, 1966).

Les bassins aquitano-burdigaliens localisés aux alentours de Tétouan et de Cabo Negro, quant à eux, sont affectés par des failles normales syn-sédimentaires orientées ~E/W, ~NE/SW et ~NW/SE (e.g. Serrano et al., 2007, 2006 ; Ouazani-Touhami et Chalouan, 1995 ; Benmakhlouf, 1990).

3.3.1.2. Les klippes du Jebel Zem-Zem et de Riffyine

Entre les presqu'îles de Ceuta et Cabo Negro, le long de la côte, se situent deux klippes issues des parties plus externes de la chaîne: la klippe du Jebel Zem-Zem, constituée de formations des flyschs numidiens (âge aquitano-burdigalien), au Sud et celle de Riffyine, constituée de terrains prédorsaliens, au Nord. La klippe du Jebel Zem-Zem repose en contact anormal sur les dépôts aquitano-burdigaliens décrits précédemment (**Figure 51**). Les formations les plus jeunes ont été datées au Burdigalien moyen (e.g. Hlila et al., 2008). Plusieurs auteurs interprètent leur mise en place comme le résultat de « rétro-glissements » gravitaires lors de la période orogénique paroxysmale (Hlila et al., 2008 ; Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995). Ces formations, d'origine externe, se seraient retrouvées surélevées et auraient alors glissé jusqu'à la côte, vers l'Est et le NE.

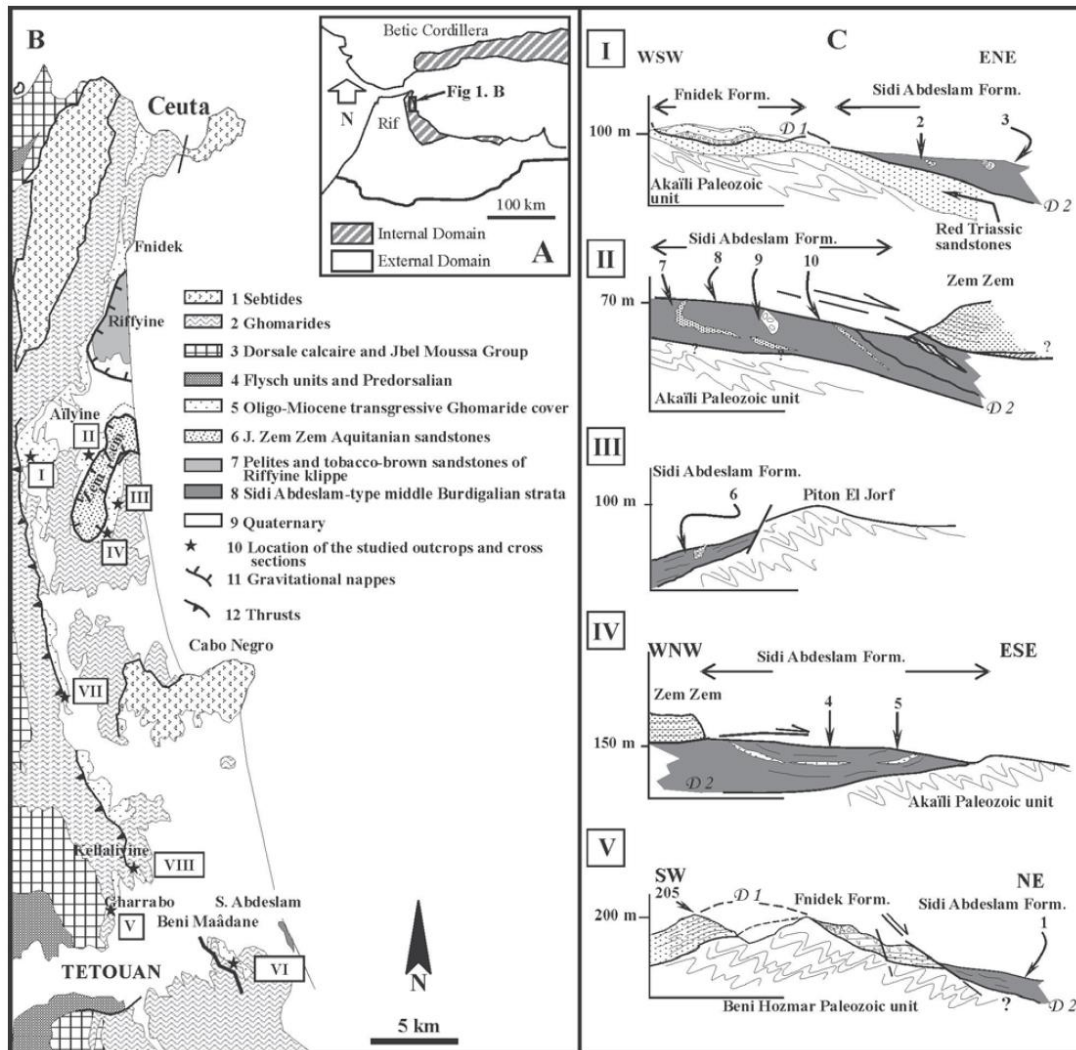


Figure 51 : A - Contexte géologique général de l'Arc de Gibraltar. B - Carte de localisation des principaux affleurements de la couverture oligo-miocène au Nord de Tétouan. C - Coupes illustrant les relations entre les formations oligo-miocènes et leur socle paléozoïque (Hlila et al., 2008).

L'analyse structurale du Jebel Zem-Zem a fait ressortir la présence de plis à double vergence orientés ~N/S formés durant la période de chevauchement des zones internes sur les flyschs et zones externes (Hlila et al., 2008). Ces structures compressives sont recoupées par des failles normales orientées ~N/S à ~NW/SE et à faible pendage vers l'Est et le NE, et par d'autres, orientées ~N/S et à fort pendage vers l'Est. L'ensemble de ces failles a dû accommoder le glissement de la klippe vers les zones internes (Hlila et al., 2008).

3.3.2. Intégration de ces données dans le schéma d'évolution du champ de déformation proposé

L'étude des formations aquitano-burdigaliennes permet de préciser le modèle d'évolution du champ de déformation proposé à partir de l'analyse structurale effectuée dans les secteurs de Ceuta et Cabo Negro. Elles ont d'abord enregistré une tectonique extensive, synchrone de la période de sédimentation, qui a fait jouer tour à tour des failles normales ~E/W, ~NE/SW et ~NW/SE (Benmakhlouf, 1990 ; Ouazani-Touhami et Chalouan, 1995). Cette déformation peut être attribuée à la phase d'extension radiale (D_1) qui a accommodé l'exhumation des Sebtides inférieures, du faciès Schistes Verts jusqu'au domaine fragile.

Les plis à double vergence et les failles inverses de direction ~N/S décrites dans le bassin de Fnidek et dans les formations du Jebel Zem-Zem (Hlila et al., 2008 ; El Kadir et al., 2000) sont compatibles avec les structures ayant joué durant la mise en place des zones internes sur les flyschs et zones externes (phase D_2 décrite à Ceuta). Les structures extensives qui ont été observées dans la klippe de Jebel Zem-Zem (Hlila et al., 2008), quant à elles, sont compatibles avec la phase de compression ~N/S à ~NW/SE (D_3), mais ont pu rejouer lors de la phase d'extension radiale (D_4).

3. HISTOIRE THERMIQUE DES MASSIFS DE CEUTA ET CABO NEGRO

3.1. Stratégie d'étude

Les différentes unités qui affleurent sur les presqu'îles de Ceuta et de Cabo Negro ont été échantillonnées afin d'effectuer des analyses thermochronologiques en vue de préciser l'évolution thermique de la partie septentrionale du domaine interne du Rif. 13 échantillons ont été prélevés sur les deux secteurs d'étude : 10 à Ceuta et 3 à Cabo Negro. Étant donné le faible relief de ces zones, aucun profil altitudinal ne peut être réalisé.

3.1.1. Presqu'île de Ceuta

Dix échantillons ont été prélevés dans les granulites et les gneiss du Monte Hacho, le long de la presqu'île, selon un profil de direction ~ENE/WSW (**Figure 58**). 3 échantillons proviennent des unités de paragneiss migmatitiques (CEU12-10, SEB12-06, CEU12-16), 1 des paragneiss granulitiques (CEU13-10) et 6 proviennent des orthogneiss du Monte Hacho (CEU 12-12, CEU 12-27, M10-30, M10-32, CEU13-11 et CEU13-18).

Un échantillonnage a été réalisé de manière préférentielle dans les zones de cisaillement ductile à jeu normal (phase D_1) de manière à essayer de dater le(s) épisode(s) de déformation par l'analyse ^{40}Ar - ^{39}Ar des muscovites/phengites. Les échantillons CEU 12-12 et CEU 12-27 correspondent respectivement une ultramylonite et une proto-mylonite d'orthogneiss prélevées au niveau du contact majeur de l'unité du Monte Hacho sous l'écaille de péridotites.

L'échantillon CEU12-16 correspond à une ultramylonite de paragneiss prélevée au niveau du contact au-dessus de l'écaille de péridotites.

Les autres échantillons ont tous été prélevés dans des zones à distance des différentes zones de cisaillement, de manière à contraindre globalement l'histoire thermique de ce massif. Une analyse thermochronologique multi-méthode complète (datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovites et biotites, traces de fission sur apatites et des datations (U-Th)/He sur apatites) a pu être effectuée sur trois échantillons (CEU12-10, SEB12-06 et M10-32) provenant de la zone des paragneiss migmatitiques et de celle de l'orthogneiss du Monte Hacho. De plus, l'échantillon M10-30 (orthogneiss Monte Hacho) a permis d'obtenir des âges traces de fission et (U-Th)/He sur apatites et les échantillons CEU13-11 et CEU13-18 ont fourni des âges ^{40}Ar - ^{39}Ar .

3.1.2. Presqu'île de Cabo Negro

Deux échantillons ont été prélevés dans les paragneiss, au SE du massif de Cabo Negro (M10-01 et CN13-10 ; **Figure 59**). Parmi eux, seul l'échantillon M10-01 a permis d'obtenir des âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur biotites et des âges traces de fission et (U-Th)/He sur apatites. L'échantillon CN13-10 (paragneiss) a livré un âge AHe complémentaire, et l'échantillon CN13-04, qui a été prélevé dans la carrière où ont été mis en évidence les orthogneiss au Sud du massif, a livré des âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovites et biotites.

3.2. Thermochronologie moyenne- et basse-température

Les âges présentés ci-dessous sont les premiers âges de moyenne- et basse-température obtenus sur les zones de Ceuta et Cabo Negro. Ils permettent de retracer l'histoire thermique de ces unités sur les 22 derniers Ma. L'ensemble des données obtenues a été synthétisé dans les **Figure 58** et **Figure 59**.

3.2.1. Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas

L'ensemble des données ^{40}Ar - ^{39}Ar sont récapitulées dans la **Table 1**.

3.2.1.1. La presqu'île de Ceuta

3.2.1.1.1. Les orthogneiss du Monte Hacho

Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovites et biotites obtenus dans les orthogneiss sont récapitulés dans la **Figure 52**.

Échantillon CEU13-18 (Muscovite) : Les muscovites séparées dans cet échantillon ont fourni un âge plateau bien défini à $21,31 \pm 0,24$ Ma correspondant à 83% de la totalité d' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge de $21,25 \pm 0,35$ Ma (Mean Standard Weighted Deviation (MSWD) = 1,37) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $298,9 \pm 13,2$ indistinguable du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique (295,5). L'âge plateau à $21,31 \pm 0,24$ Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

Echantillon	Lithologie	Minéral analysé	Age total	Age plateau	Age isochrone inverse	($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) _i	MSWD
CEUTA							
CEU13-18	Orthogneiss	Muscovite	21.67 ± 0.26	21.31 ± 0.24	21.25 ± 0.35	298.9 ± 13.2	1.37
CEU13-11	Orthogneiss	Muscovite	21.58 ± 0.26	21.00 ± 0.25	20.80 ± 0.30	306.2 ± 10.1	1.21
M10-32	Orthogneiss	Biotite	20.78 ± 0.19	20.66 ± 0.19	20.53 ± 0.20	322.7 ± 16.5	0.14
CEU13-10	Paragneiss	Muscovite	22.06 ± 0.31	21.25 ± 0.28	20.77 ± 0.56	340.0 ± 44.9	0.36
CEU13-10	Paragneiss	Biotite	21.04 ± 0.25	21.36 ± 0.31	21.38 ± 0.32	292.7 ± 7.3	2.94
SEB12-06	Paragneiss	Biotite	21.39 ± 0.21	21.54 ± 0.23	21.63 ± 0.27	282.8 ± 21.5	0.37
CEU12-10	Paragneiss	Biotite	21.07 ± 0.09	21.26 ± 0.10	21.44 ± 0.15	248.1 ± 34.3	1.25
CEU12-27	Mylonite	Muscovite	20.21 ± 1.43	20.55 ± 1.20	19.56 ± 2.46	351.7 ± 117.8	0.35
CEU12-12	Ultramylonite	Muscovite	22.29 ± 1.38	21.87 ± 1.10	20.74 ± 3.18	380.3 ± 227.8	0.46
CEU12-16	Ultramylonite	Muscovite	20.86 ± 1.03	21.11 ± 0.76	20.85 ± 1.25	334.4 ± 148.5	0.79
CABO NEGRO							
M10-01	Paragneiss	Biotite	21.66 ± 0.19	21.83 ± 0.19	21.66 ± 0.37	317.2 ± 35.1	1.16
CN13-04	Orthogneiss	Muscovite	21.49 ± 0.73	21.33 ± 0.24	21.52 ± 0.30	274.6 ± 19.9	1.37
CN13-04	Orthogneiss	Biotite	21.31 ± 0.24	21.58 ± 0.25	21.72 ± 0.30	256.0 ± 50.5	1.27

Table 1 : Données ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenues sur les massifs de Ceuta et Cabo Negro.

Échantillon CEU13-11 (Muscovite) : Les muscovites ont fourni un âge plateau à 21,00 ± 0,25 Ma correspondant à 75,6% de l' ^{39}Ar dégazé. L'âge isochrone inverse est de 20,80 ± 0,30 Ma (MSWD = 1,21) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 306,2 ± 10,1 indistinguable du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique. L'âge plateau à 21,00 ± 0,25 Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

Échantillon M10-32 (Biotites) : Les biotites séparées dans cet échantillon ont fourni un âge plateau bien défini à 20,66 ± 0,19 Ma correspondant à plus de 99% de l' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge de 20,54 ± 0,20 Ma (MSWD = 0,14) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 322,7 ± 16,5. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ piégé dans le minéral est légèrement supérieur au rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique, indiquant un possible excès d'Ar. L'âge plateau à 20,66 ± 0,19 Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

Dans l'orthogneiss, les deux âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus sur muscovites, et leur moyenne, qui est de 21,15 ± 0,25 Ma, sont légèrement plus vieux que l'âge obtenu sur biotites (20,66 ± 0,19 Ma). Ces âges ne sont cependant pas concordants à 2σ prêt et peuvent donc être considérés comme distinct. En considérant les températures de fermeture admises pour les muscovites (Harrison et al., 2009) et les biotites (Harrison et al., 1985 ; Grove et Harrison, 1996), cela signifie que ces roches sont passées de ~450-350 à ~360-280°C en moins de 1 Ma.

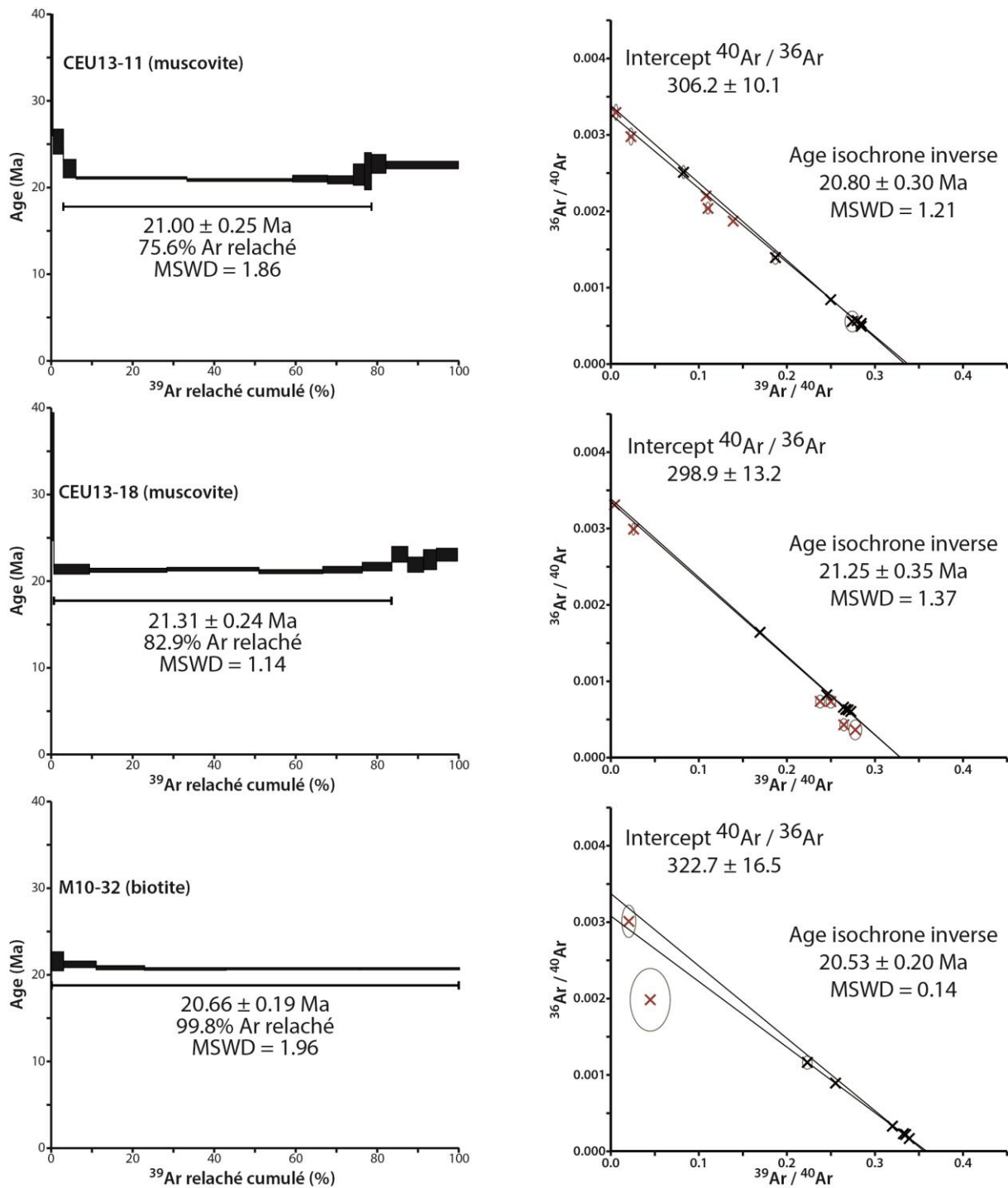


Figure 52 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones obtenus dans les orthogneiss du Monte Hacho.

3.2.1.1.2. Les unités de paragneiss de Ceuta

Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovites et biotites obtenus dans les paragneiss sont récapitulés dans la **Figure 53**.

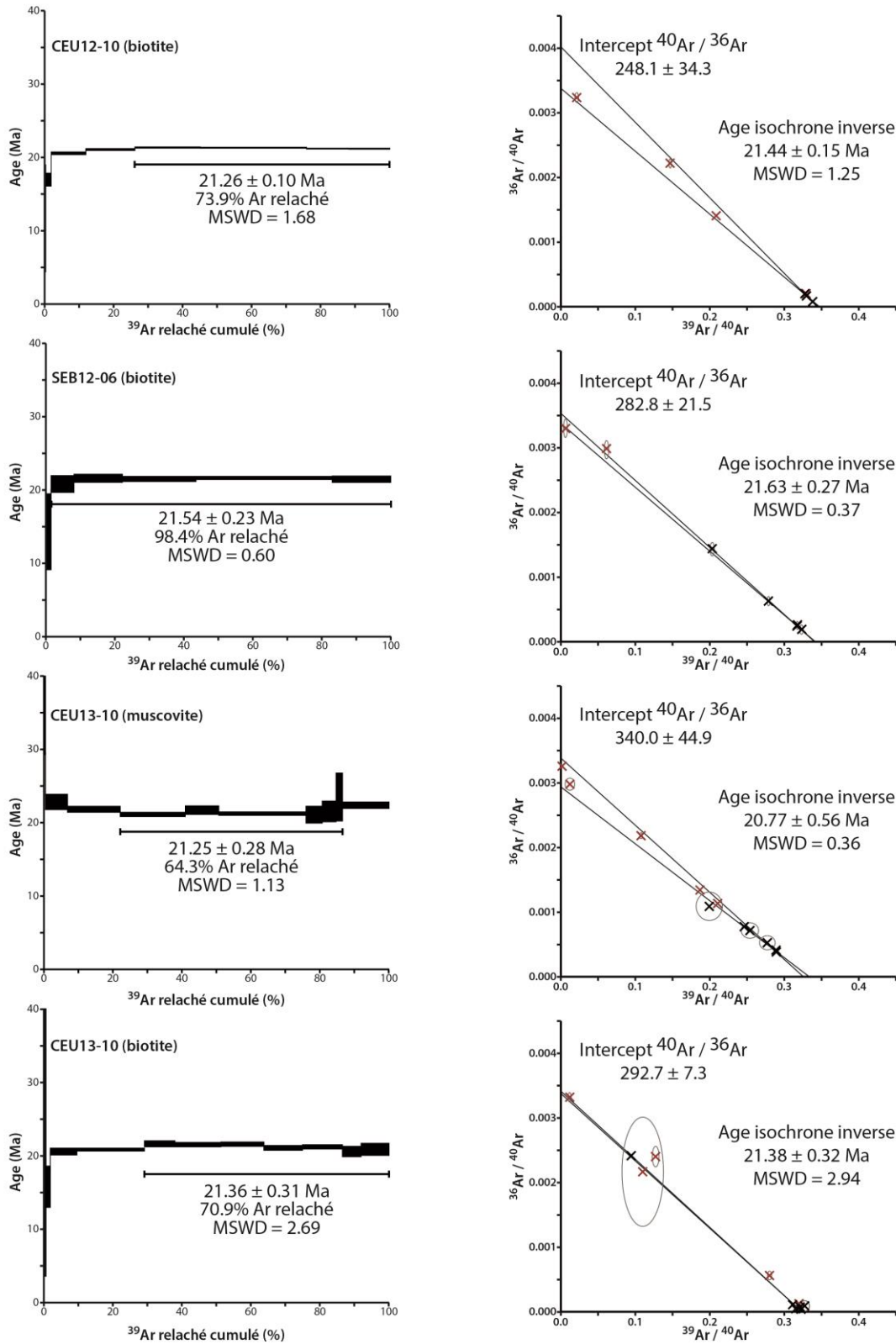


Figure 53 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones inverses obtenus dans les paragneiss de Ceuta.

Échantillon CEU13-10 (Muscovites et biotites) : Pour cet échantillon provenant de l'unité des paragneiss granulitique, des datations ont été effectuées sur muscovites et biotites. Pour chacun de ces minéraux, les âges plateaux sont respectivement de $21,25 \pm 0,28$ Ma avec près de 65% de l' ^{39}Ar dégazé et de $21,36 \pm 0,31$ Ma avec près de 71% de l' ^{39}Ar dégazé. Pour les muscovites, l'âge calculé à partir de l'isochrone inverse est de $20,77 \pm 0,56$ Ma (MSWD = 0,36) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $340,0 \pm 44,9$. L'erreur sur l'âge est importante du fait que les points permettant de calculer cette isochrone sont concentrés près de l'axe des abscisses ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) du diagramme. Pour les biotites, l'âge isochrone inverse est de $21,38 \pm 0,32$ Ma (MSWD = 2,94) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $292,7 \pm 7,3$ indistinguable du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique. Les âges plateaux à $21,25 \pm 0,28$ Ma et $21,36 \pm 0,31$ Ma sont considérés comme les meilleures estimations possibles.

Échantillon SEB12-06 (Biotites) : Les biotites séparées dans cet échantillon provenant de l'unité supérieure des paragneiss ont fourni un à $21,54 \pm 0,23$ Ma correspondant à plus de 98% de la totalité d' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge de $21,63 \pm 0,27$ Ma (MSWD = 0,37) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $282,8 \pm 21,5$ indistinguable du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique. L'âge plateau à $21,54 \pm 0,17$ Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

Échantillon CEU12-10 (Biotites) : Les biotites séparées dans cet échantillon provenant de l'unité supérieure des paragneiss ont fourni âge plateau défini avec trois étapes de dégazage à $21,26 \pm 0,10$ Ma mais correspondant à près de 74% de l' ^{39}Ar dégazé. L'âge isochrone inverse calculé sur seulement les 3 étapes du plateau est de $21,44 \pm 0,15$ Ma (MSWD = 1,25) et le rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est de $248,1 \pm 34,3$. La valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ piégé dans le minéral est légèrement inférieure au rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique car les étapes initiales n'ont pas été retenues dans le calcul. L'âge plateau à $21,26 \pm 0,10$ Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

Dans les paragneiss, tous les âges obtenus, sur biotite comme sur muscovite, sont concordants à 2σ près. Cela pourrait indiquer que ces roches ont subi un refroidissement très rapide. En accord avec leur position stratigraphique, elles ont subi un refroidissement plus rapide que celles de l'unité sous-jacente de l'orthogneiss qui présente déjà un refroidissement rapide.

3.2.1.1.3. Zones de cisaillement ductile de la phase D_1

Pour les muscovites séparées dans les trois échantillons prélevés dans des zones de cisaillement ductile, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été mesurés avec le spectromètre de masse MAP. La précision bien moins grande pour ces âges que pour tous les autres âges est liée à la sensibilité de la ligne et la qualité des blancs. Les âges sur muscovites obtenus dans les zones mylonitiques sont récapitulés dans la **Figure 54**.

Échantillon CEU12-27 (Muscovite) : Les muscovites séparées dans cet échantillon ont fourni un âge plateau à $20,55 \pm 1,20$ Ma correspondant à presque 100% de la totalité d' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge de $19,56 \pm 2,46$ Ma (MSWD = 0,35) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $351,7 \pm 117,8$. L'âge plateau à $20,55 \pm 1,20$ Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

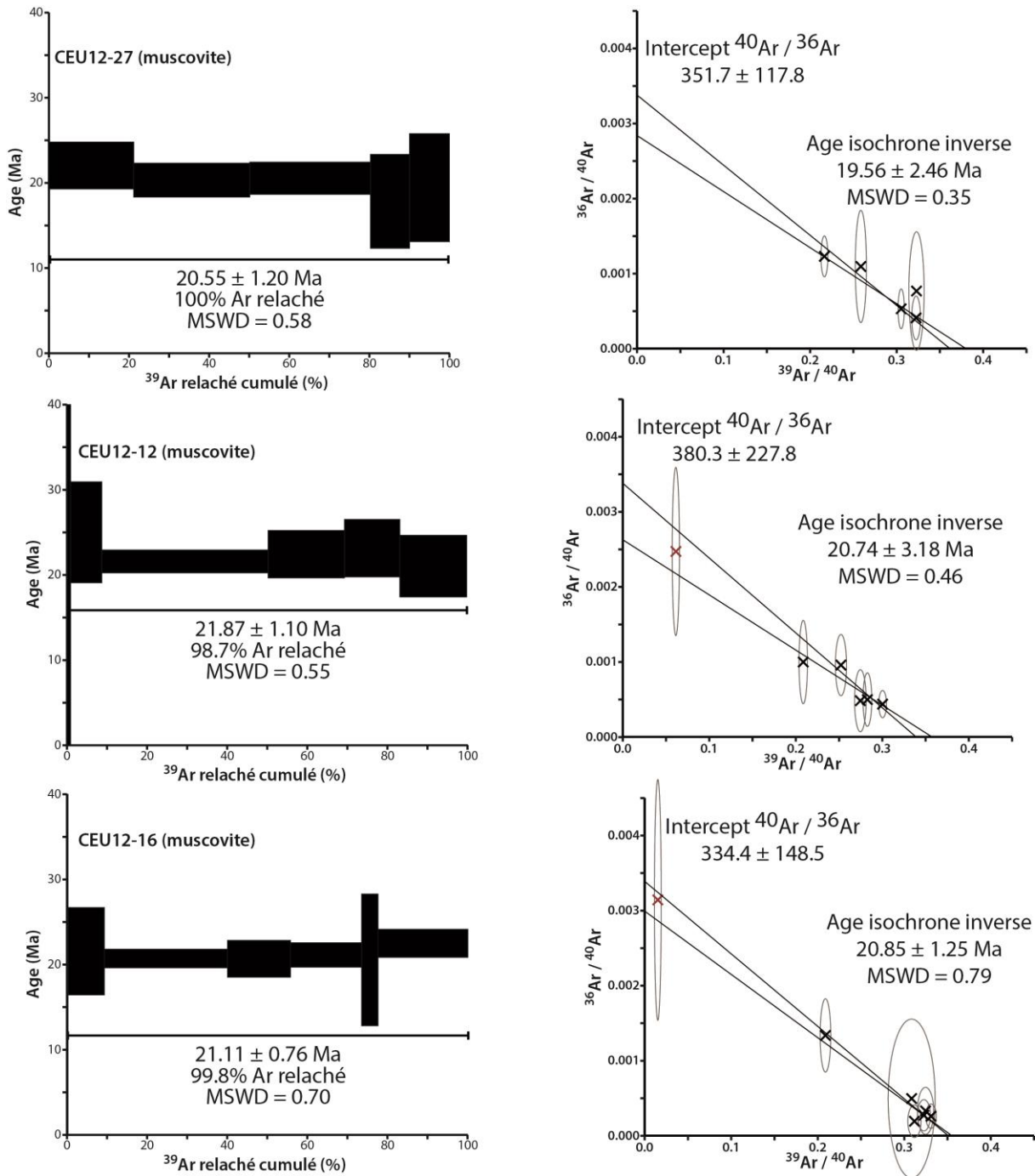


Figure 54 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones obtenus pour les zones mylonitiques et ultramylonitiques de Ceuta.

Échantillon CEU12-12 (Muscovite) : Les muscovites ont fourni un âge plateau à 21,87 \pm 1,10 Ma correspondant à plus de 98% de la totalité d' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge de 21,74 \pm 3,18 Ma (MSWD = 0,46) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 380,3 \pm 227,8. L'âge plateau à 21,74 \pm 3,18 Ma est retenu comme la meilleure estimation possible.

Échantillon CEU12-16 (Muscovite) : Les muscovites de cet échantillon ont fourni un âge plateau à 21,11 \pm 0,76 Ma correspondant à presque 100% de la totalité d' ^{39}Ar dégazé. Le calcul d'âge à partir de l'isochrone inverse donne un âge de 20,85 \pm 1,25 Ma (MSWD = 0,79)

avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $334,4 \pm 148,5$. L'âge plateau à $21,11 \pm 0,76$ Ma est retenu comme la meilleure estimation possible.

Plusieurs générations de micas blancs ont été mises en évidence dans ces roches (Homonnay, 2014) : une première contemporaine de la schistosité, une seconde contemporaine du cisaillement ductile à jeu normal et enfin une dernière génération, post-cinématique, qui a probablement cristallisé sous l'action de circulations de fluides tardives. Les datations ayant été effectuées sur minéraux séparés, il n'a pas été possible de déterminer si ces minéraux étaient anté-, syn- ou post-cinématiques. En tenant compte des marges d'erreur, ces âges sont d'ailleurs totalement concordants avec ceux obtenus dans les orthogneiss et les paragneiss hors des zones de cisaillement. Seule la datation *in situ* pourrait permettre de dater précisément les minéraux syn-cinématiques mais, malheureusement, elle n'a pu être réalisée dans cette étude.

3.2.1.2. La presqu'île de Cabo Negro

Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovites et biotites obtenus à Cabo Negro sont récapitulés dans la **Figure 55**.

3.2.1.2.1. Les orthogneiss de Cabo Negro

Échantillon CN13-04 (Muscovites et biotites) : Pour cet échantillon, des datations ont été effectuées sur muscovites et biotites. Pour la muscovite et la biotite respectivement, les âges plateaux sont de $21,33 \pm 0,24$ Ma avec 100% de l' ^{39}Ar dégazé et de $21,58 \pm 0,25$ Ma avec plus de 83% de l' ^{39}Ar dégazé. Pour les muscovites, l'âge calculé à partir de l'isochrone inverse est très bien défini à $21,52 \pm 0,30$ Ma (MSWD = 1,37) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $274,6 \pm 19,9$. L'âge isochrone inverse des biotites est de $21,72 \pm 0,30$ Ma (MSWD = 1,27) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $256,0 \pm 50,5$. Les âges plateaux à $21,25 \pm 0,28$ Ma et $21,58 \pm 0,25$ Ma sont considérés comme les meilleures estimations possibles.

3.2.1.2.2. Les paragneiss de Cabo Negro

Échantillon M10-01 (Biotites) : Les biotites ont fourni un âge plateau à $21,83 \pm 0,19$ Ma correspondant à 82% de l' ^{39}Ar dégazé. L'âge isochrone inverse est de $21,66 \pm 0,37$ Ma (MSWD = 1,16) et le rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est de $317,2 \pm 35,1$ indistinguable du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique. L'âge plateau à $21,83 \pm 0,19$ Ma est considéré comme la meilleure estimation possible.

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des muscovites et biotites de l'orthogneiss sont ici concordants entre eux, indiquant un refroidissement très rapide. L'âge sur biotites dans le paragneiss est parfaitement concordant avec ceux obtenus dans l'orthogneiss sous-jacent, suggérant là encore un refroidissement très rapide de l'ensemble des unités.

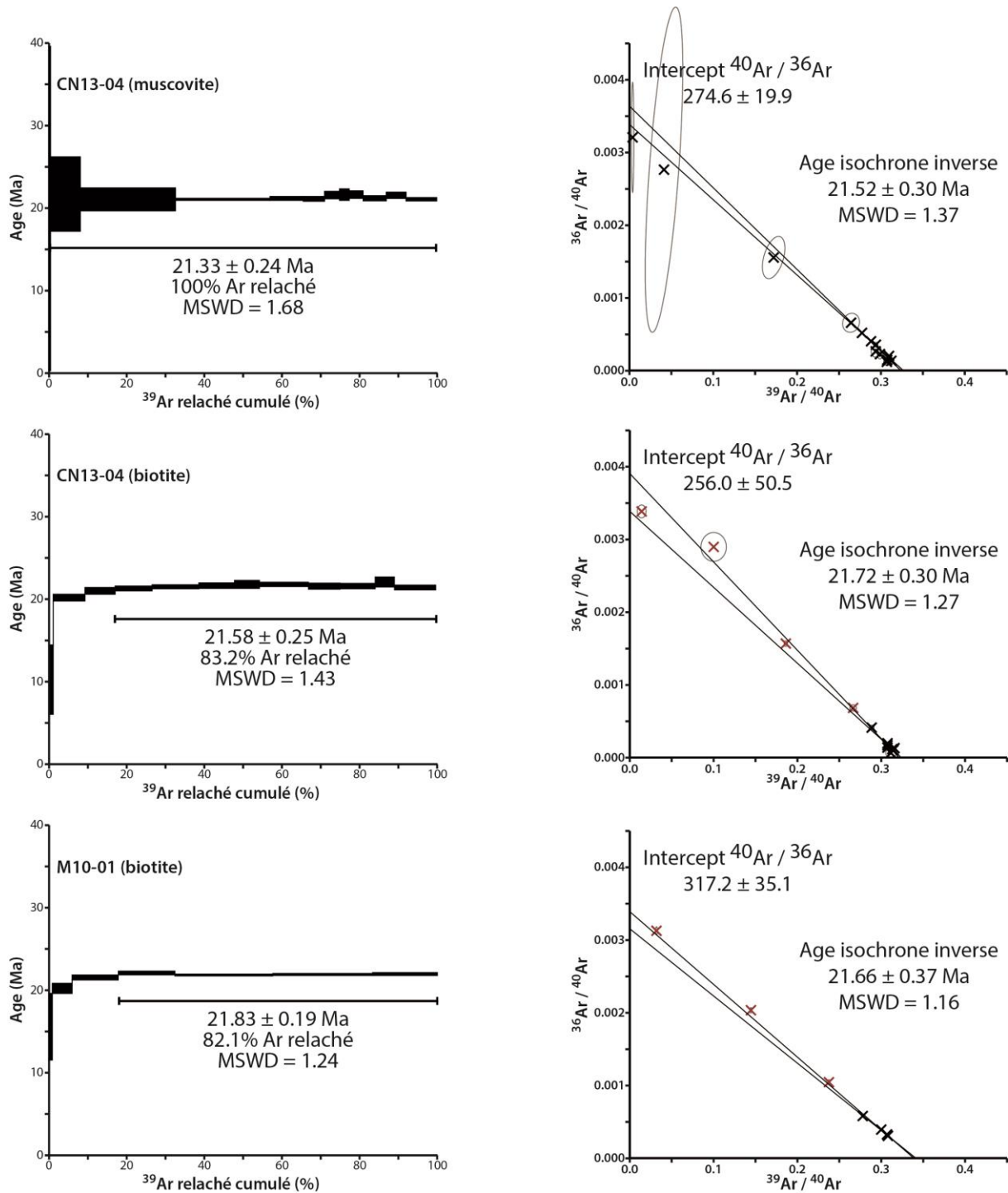


Figure 55 : Spectres d'âges plateaux et âges isochrones obtenus sur la presqu'île de Cabo Negro.

3.2.2. Datation traces de fission sur apatites

L'ensemble des données AFT acquises pour ce travail (Marc Jolivet, Université de Rennes) sont récapitulées dans la **Table 2**.

3.2.2.1. * La presqu'île de Ceuta

Dans les paragneiss, les échantillons CEU12-10 et SEB12-06 ont donné des âges centraux AFT de $21,30 \pm 2,30$ Ma (17 minéraux) et $21,90 \pm 2,30$ Ma (20 minéraux)

respectivement. La faible quantité de traces liée au jeune âge de ces échantillons n'a rendu possible la mesure des longueurs de traces que sur l'échantillon SEB12-06 provenant de l'unité des paragneiss granulitiques. 81 traces ont été mesurées et donnent une longueur moyenne (Mean Track Length ou MTL) de $12,9 \pm 0,2 \mu\text{m}$ avec un écart type de $1,2 \mu\text{m}$. La distribution unimodale des longueurs de traces (**Figure 56**) est caractéristique d'une histoire d'exhumation simple et en une seule phase (e.g. Galbraith et Laslett, 1993).

Echantillon	Lithologie	Nombre de grains	CN-5 $\rho_d \times 10^4$ (cm^{-2})	Traces spontanées $\rho_s \times 10^4$ (cm^{-2})	Traces induites $\rho_i \times 10^4$ (cm^{-2})	P (χ^2) (%)	Age central ($\pm 2\sigma$ en Ma)
CEUTA							
M10-32	Orthogneiss	17	10.69 (12771)	0.747 (75)	6.016 (604)	79.65	23.3 ± 3.1
M10-30	Orthogneiss	20	10.39 (12771)	0.619 (42)	5.472 (371)	92.63	20.6 ± 3.5
CEU12-10	Paragneiss	17	11.51 (12771)	1.273 (124)	12.074 (1176)	89.61	21.3 ± 2.3
SEB12-06	Paragneiss	20	12.63 (12771)	1.331 (127)	13.438 (1282)	97.51	21.9 ± 2.3
CABO NEGRO							
M10-01	Paragneiss	22	10.93 (12771)	0.951 (102)	9.208 (988)	57.22	19.8 ± 2.3

Table 2 : Données traces de fission obtenues sur les massifs de Ceuta et Cabo Negro.

Dans les orthogneiss du Monte Hacho, les âges obtenus sont de $20,60 \pm 3,50$ Ma pour l'échantillon M10-30 (20 minéraux) à $23,30 \pm 3,10$ Ma pour le M10-32 (17 minéraux). La faible quantité de traces dans les cristaux d'apatite n'a pas permis la mesure des longueurs de trace. Ces âges sont concordants avec ceux obtenus dans les unités de paragneiss.

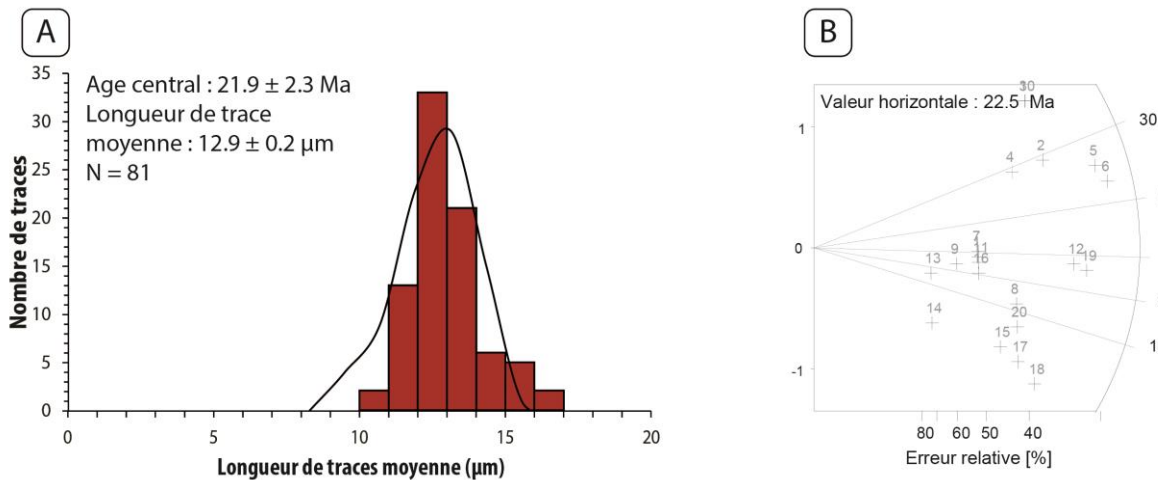


Figure 56 : A- Distribution des longueurs de traces dans l'échantillon SEB12-06 ; B - Diagramme radial montrant la distribution des âges AFT de l'échantillon SEB12-06.

3.2.2.2. La presqu'île de Cabo Negro

Les seules données d'âges AFT disponibles sur la presqu'île de Cabo Negro ont été obtenues dans un boudin de leucogranite au sein des paragneiss (échantillon M10-01). L'âge central calculé est de $19,80 \pm 2,30$ Ma (22 minéraux). La mesure des longueurs de traces a fourni une longueur moyenne MTL de $14,0 \pm 0,2 \mu\text{m}$ avec un écart type de $1,4 \mu\text{m}$ ($N = 93$). Comme à Ceuta, la distribution unimodale des longueurs (**Figure 57**) de traces est caractéristique d'un refroidissement simple et en une seule phase. Cependant cet âge apparaît

significativement plus jeune que ceux obtenus à Ceuta et la longueur moyenne des traces est plus longue.

Il est important de noter que les âges AFT obtenus sont concordants avec les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux marges d'erreurs près. Ceci pourrait être lié à refroidissement très rapide de près de 450-350°C jusqu'à 110-60°C.

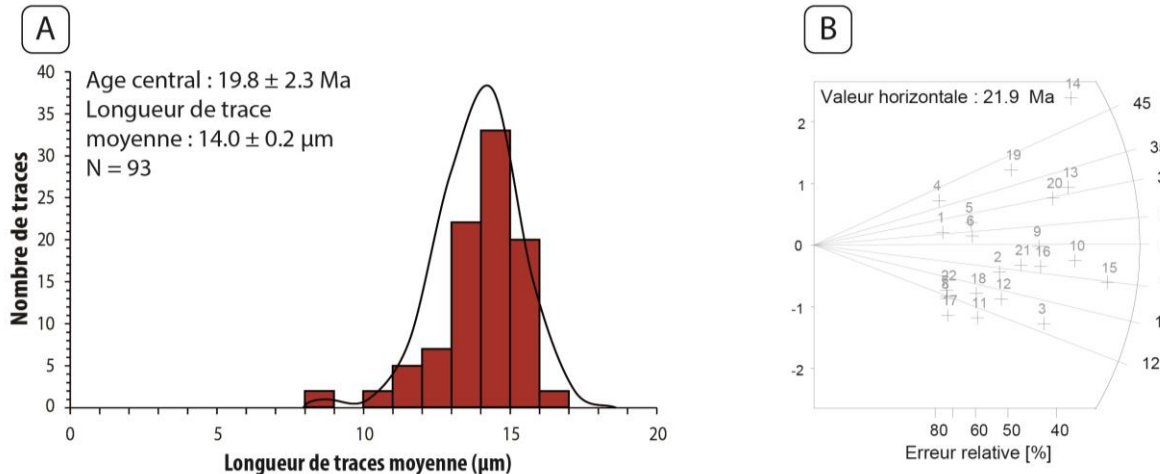


Figure 57 : A - Distribution des longueurs de traces dans l'échantillon M10-01 ; B - Diagramme radial montrant la distribution des âges AFT de l'échantillon M10-01.

3.2.3. Datation (U-Th)/He sur apatites

Six échantillons ont été datés représentant un total de 25 analyses individuelles de monograins d'apatites, 4 échantillons provenant de Ceuta et 2 de Cabo Negro (16 analyses individuelles pour Ceuta et 9 pour Cabo Negro ; voir **Table 3**).

Dans la plupart des échantillons, les âges AHe varient de manière significative. Les âges des standards Durango étant reproductibles, cette variation semble être due aux hétérogénéités chimiques entre les différents grains d'apatites datés. De plus, il a été montré que la diffusion de l'hélium est anisotrope à l'échelle de la roche (Farley, 2000 ; Reiners et Farley, 1999) et ceci pourrait être particulièrement sensible dans les roches métamorphiques. Le fait que les datations aient été réalisées uniquement sur monograin a permis de mettre en évidence cette hétérogénéité.

Aucune relation claire n'a été observée entre les âges obtenus et la taille des cristaux, la concentration effective en U ($[eU] = [^{238}\text{U}] + 0,235 [^{232}\text{Th}]$) ou encore le rapport Th/U. Il semble cependant que les apatites issues des orthogneiss ont des compositions chimiques plus homogènes que celles issues des paragneiss (**Figure 60-C et E**). Quelques âges AHe sont cependant plus vieux que les âges centraux AFT. Cela peut être lié à de l'implantation d'He issu de phases minérales voisines riches en U et/ou Th. Le petit nombre de traces dans les cristaux d'apatites des mêmes échantillons exclut que ces âges individuels AHe élevés ne soient liés à une rétention d'He élevée. En effet, il a été montré que la rétention élevée d'hélium dans les apatites est proportionnelle à la densité de défauts en particulier lorsque la vitesse de refroidissement est lente (e.g. Flowers, 2009, 2007 ; Gautheron et al., 2009 ; Spiegel et al., 2009 ; Shuster et al., 2006 ; Green et Duddy, 2006). Cependant, aucune relation claire entre les âges et la concentration effective $[eU]$ n'est visible dans les échantillons étudiés. Cette absence de relation peut-être liée aux conditions métamorphiques de

cristallisation des apatites soumises à d'importantes circulations de fluides qui peuvent faire varier les concentrations en uranium à une échelle fine au sein de la roche. Elle est également cohérente avec un refroidissement rapide.

Echantillons	Lithologie	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	⁴ He (nmol/g)	Th/U	[eU] (ppm)	Longueur (μm)	Rayon (μm)	Âges calculés (Ma)	Erreur analytique (2σ en Ma)	Ft	Âges corrigés (Ma)	Moyennes d'âges pondérées (±2σ en Ma)
CEUTA													
M10-32	Orthogneiss	45.06	4.09	4.40	0.09	46.02	343.3	120.8	17.71	0.16	0.888	19.94	20.89 ± 1.78
		30.50	3.61	3.40	0.12	31.35	352.0	157.2	20.08	0.16	0.908	22.11	
		19.08	2.60	2.14	0.14	19.69	274.2	103.3	20.18	0.27	0.867	23.28	
M10-30	Orthogneiss	58.69	3.03	5.24	0.05	59.40	256.6	80.6	16.34	0.13	0.836	19.55	19.98 ± 1.15
		21.93	2.23	2.12	0.10	22.46	399.2	145.5	17.48	0.11	0.906	19.29	
		19.69	2.82	2.08	0.15	20.36	286.7	126.3	18.93	0.08	0.886	21.37	
CEU12-11	Paragneiss	31.79	6.58	2.77	0.21	33.34	200.4	78.6	15.37	0.13	0.823	18.68	18.62 ± 2.46
		24.80	7.23	2.29	0.30	26.50	216.4	67.4	16.05	0.17	0.804	19.96	
		23.91	0.51	2.36	0.02	24.03	350.5	139.0	18.18	0.21	0.899	20.22	
SEB12-06	Paragneiss	22.68	0.84	2.42	0.04	22.88	291.6	120.6	19.57	0.18	0.888	22.04	14.38 ± 0.89
		50.81	1.99	4.86	0.04	51.27	336.8	144.5	17.57	0.17	0.901	19.50	
		51.90	23.23	4.54	0.46	57.36	351.8	100.5	14.68	0.20	0.870	16.87	
		72.62	1.85	5.70	0.03	73.06	345.4	143.0	14.47	0.11	0.901	16.06	
CABO NEGRO													
CN13-10	Paragneiss	21.81	4.24	1.58	0.20	22.81	348.0	127.5	12.88	0.13	0.893	14.42	21.34 ± 1.83
		5.61	2.78	0.40	0.51	6.26	321.8	119.5	11.88	0.14	0.885	13.42	
		77.58	25.02	4.96	0.33	83.46	147.3	48.2	11.02	0.13	0.725	15.20	
M10-01	Paragneiss	19.31	1.88	1.84	0.10	19.75	455.1	147.3	17.29	0.16	0.912	18.96	22.17 ± 4.02
		74.53	0.54	6.94	0.01	74.66	337.8	123.8	17.24	0.16	0.894	19.28	
		54.22	1.67	5.80	0.03	54.61	400.2	147.4	19.70	0.25	0.911	21.62	
		22.25	0.55	2.44	0.03	22.38	417.5	134.3	20.21	0.20	0.901	22.43	
		21.65	0.56	2.37	0.03	21.78	285.3	135.6	20.19	0.20	0.892	22.63	
		25.94	1.99	2.91	0.08	26.40	337.7	105.8	20.39	0.13	0.875	23.30	
		24.28	10.28	2.91	0.43	26.70	208.4	76.7	20.18	0.30	0.810	24.91	
		13.12	2.39	1.05	0.19	13.68	190.2	66.2	14.19	0.20	0.796	17.83	
		17.32	9.35	2.11	0.55	19.52	227.0	75.9	20.06	0.20	0.813	24.67	

Table 3 : Données AHe obtenues sur les massifs de Ceuta et Cabo Negro.

3.2.3.1. La presqu'île de Ceuta

Deux échantillons (8 âges individuels au total) ont été datés dans les orthogneiss du Monte Hacho et deux (8 âges individuels au total) dans les paragneiss. Pour les orthogneiss, les âges moyens obtenus sont de $19,98 \pm 1,15$ Ma et $20,89 \pm 1,78$ Ma pour les échantillons M10-30 et M10-32 respectivement. Pour les paragneiss, les âges moyens obtenus sont de $14,38 \pm 0,89$ Ma et $18,62 \pm 2,46$ Ma pour les échantillons SEB12-06 et CEU12-10 respectivement.

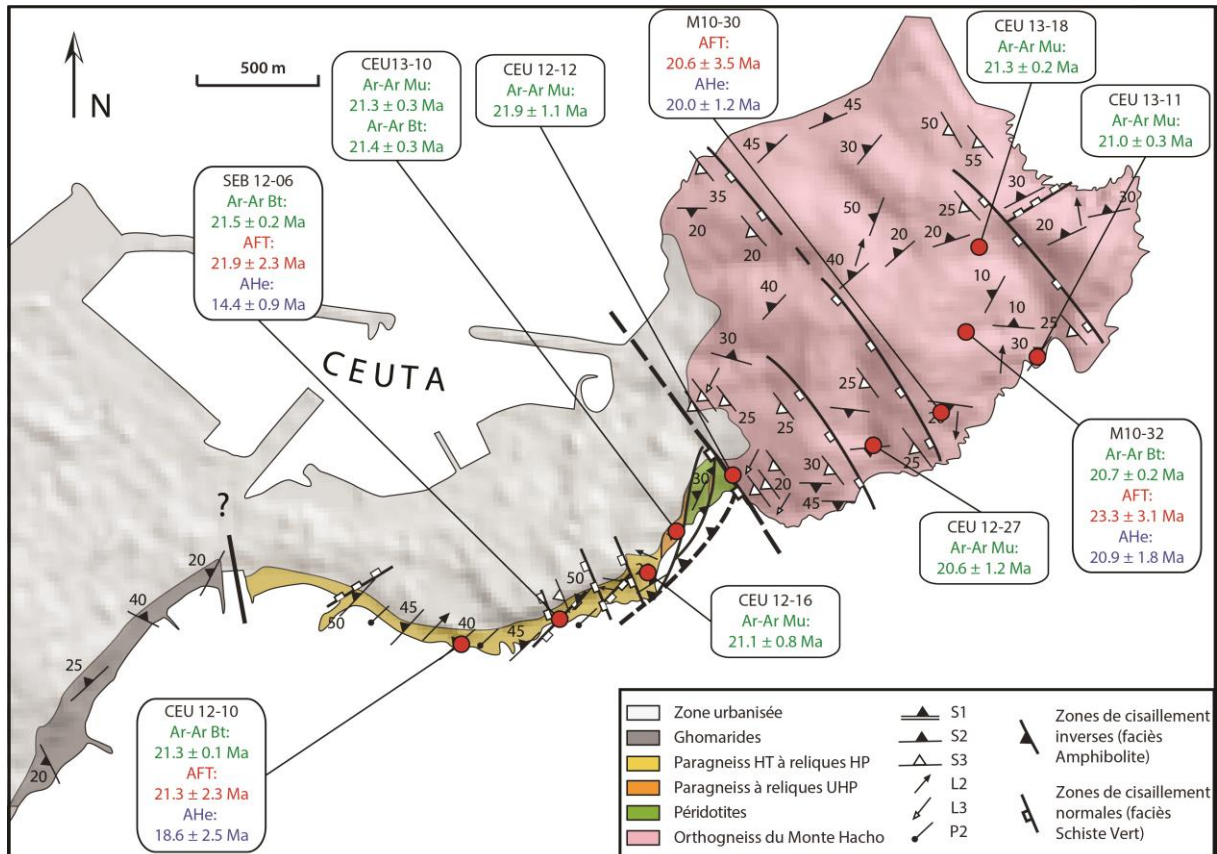


Figure 58 : Carte de Ceuta avec l'ensemble des données thermochronologiques obtenues au cours de cette étude.

Il apparaît clairement que les âges moyens AHe sont plus jeunes dans les unités de paragneiss que dans l'unité sous-jacente des orthogneiss du Monte Hacho (**Figure 60-A**). De plus, ils montrent une plus grande dispersion avec des âges individuels qui varient de 13,42 à 22,04 Ma. Dans les deux groupes la distribution des âges est bimodale avec un pic à 16 Ma et un autre à 22,5 Ma dans les paragneiss et 20 et 24 Ma dans les orthogneiss (**Figure 60-A**). Ces deux unités semblent ainsi être entrées dans la ZRP à peu près au même moment. Cependant, la faible dispersion des âges dans les orthogneiss semble indiquer que cette traversée s'est faite rapidement alors que la dispersion plus importante des âges dans les paragneiss semble, au contraire, indiquer que la traversée de la ZRP a été relativement plus progressive. La traversée rapide de la ZRP de l'unité des orthogneiss du Monte Hacho est également suggérée par la proximité des âges AHe et des âges AFT dans l'échantillon M10-30, $19,98 \pm 1,15$ Ma et $20,60 \pm 3,50$ Ma respectivement. Ces différences indiquent que le contact majeur entre ces 2 unités (zone mylonitique à la base de l'écaille de péridotites) a joué un rôle pendant l'exhumation de ces unités. Ce résultat est parfaitement cohérent avec les observations structurales indiquant une reprise en extension de ce contact chevauchant.

3.2.3.2. La presqu'île de Cabo Negro

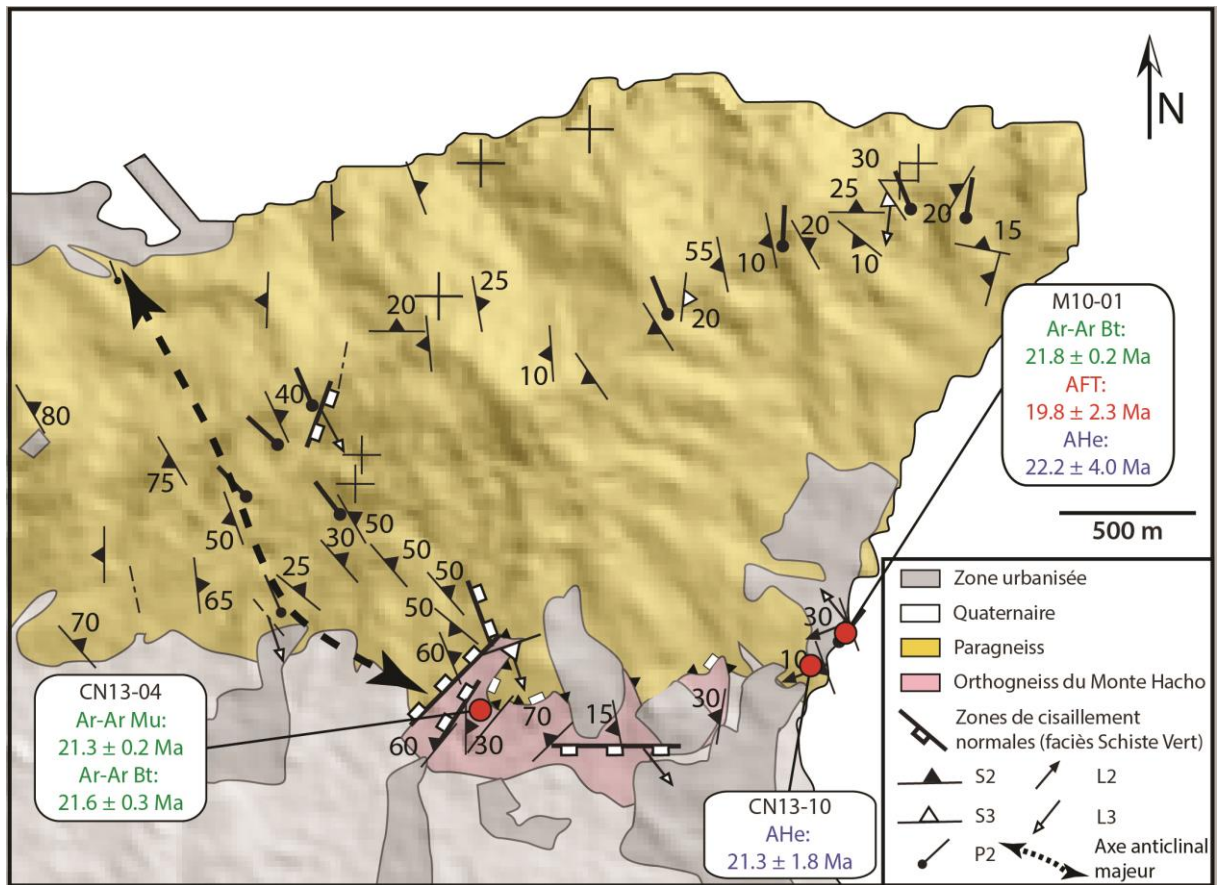


Figure 59 : Carte de Cabo Negro avec l'ensemble des données thermochronologiques obtenues au cours de cette étude.

Deux échantillons (9 âges individuels au total) ont été datés dans les paragneiss de Cabo Negro. Les âges moyens AHe obtenus sont de $21,34 \pm 1,83$ Ma (CN13-10) et de $22,17 \pm 4,02$ Ma (M10-01) (**Table 3**). La dispersion des âges individuels est grande comme dans les paragneiss de Ceuta, en particulier dans l'échantillon M10-01; les âges AHe sont compris entre 17,83 Ma et 24,91 Ma. La distribution des âges AHe est bimodale comme à Ceuta avec un pic à 20 Ma et un autre à 24 Ma (**Figure 60-B**).

Les âges AHe moyens sont concordants à 2σ près avec l'âge central AFT (M10-01 : $19,80 \pm 2,30$ Ma) indiquant un refroidissement rapide comme à Ceuta. Toutefois, les âges AHe des paragneiss de Cabo Negro apparaissent significativement plus vieux que ceux de Ceuta. Ces différences suggèrent des histoires de refroidissement différentes en accord avec les différences de longueurs de traces observées entre les échantillons de paragneiss des deux zones (échantillons SEB12-06 et M10-01) (**Figure 56** et **Figure 57**).

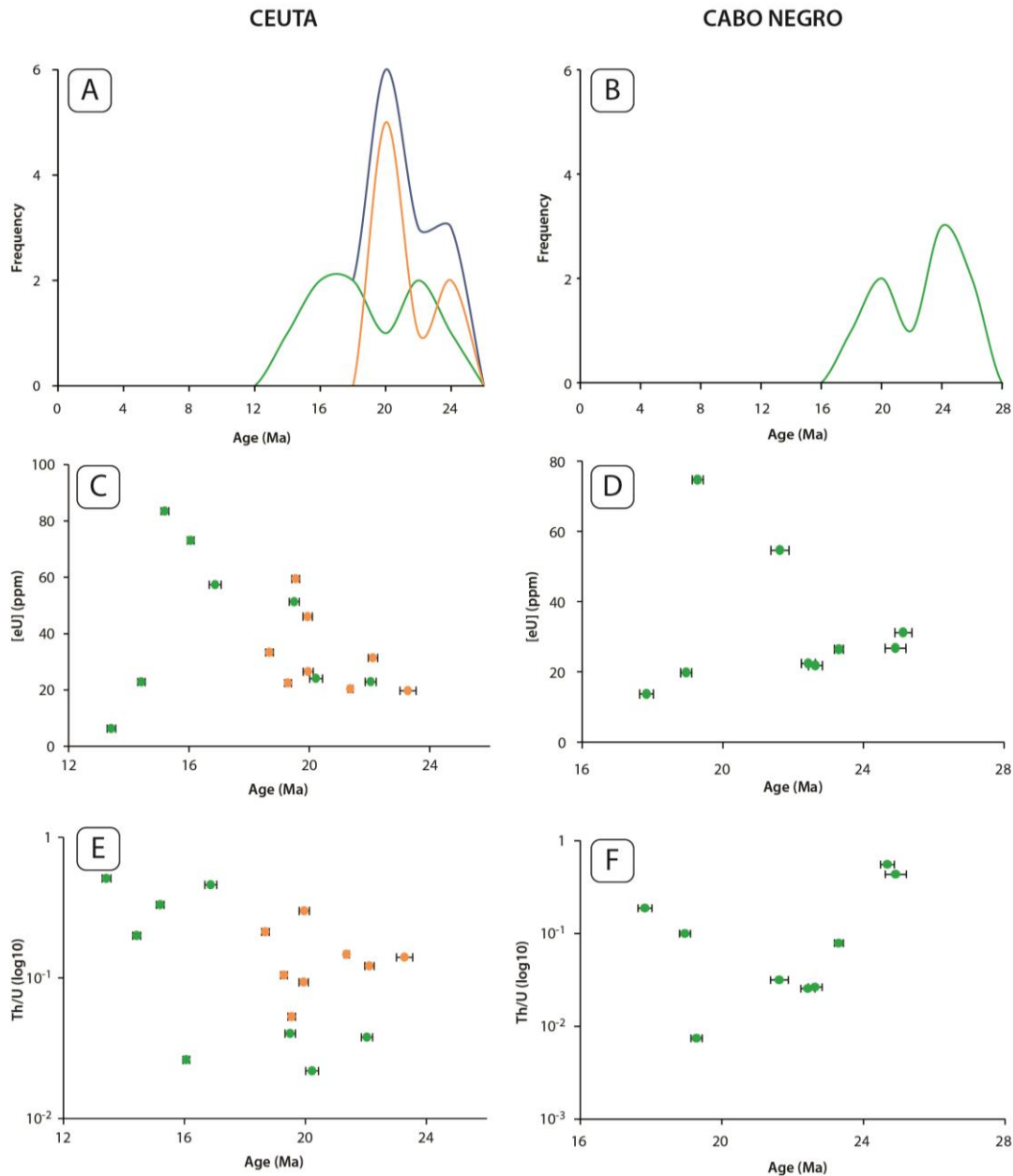


Figure 60 : A et B : Diagrammes de fréquence des AHe individuels à Ceuta et Cabo Negro. Les courbes bleues représentent l'ensemble des données ; les orange représentent les données obtenues dans les orthogneiss et les vertes celles obtenues dans les paragneiss ; C et D : Diagrammes [eU] en fonction des âges AHe individuels à Ceuta et Cabo Negro ; E et F : Diagrammes Th/U en fonction des âges AHe individuels obtenus à Ceuta et Cabo Negro. Les points orange correspondent aux orthogneiss et les points verts correspondent aux paragneiss.

3.3. Modélisations de trajet de refroidissement

Les modélisations du trajet de refroidissement n'ont pu être réalisées que sur les échantillons pour lesquels des données de longueurs de traces ont été obtenues : échantillon SEB12-06 dans les paragneiss de la presqu'île de Ceuta et échantillon M10-01 dans un boudin de leucogranite au sein des paragneiss de Cabo Negro. Les modélisations ont été réalisées en intégrant les données hélium sur apatite et en utilisant le modèle de recuit de Gautheron et al. (2009). La présence de dépôts du Pliocène inférieur discordants sur les zones internes à proximité de Cabo Negro (Kornprobst et Durand-Delga, 1985) permet de proposer que les formations des Sebtides étudiées étaient à la surface au début du Pliocène. La température de

surface prise en compte dans le modèle est fixée à $20 \pm 10^\circ\text{C}$. Enfin, les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas ont permis d'ajouter une contrainte supplémentaire pour la partie « chaude » du trajet de refroidissement.

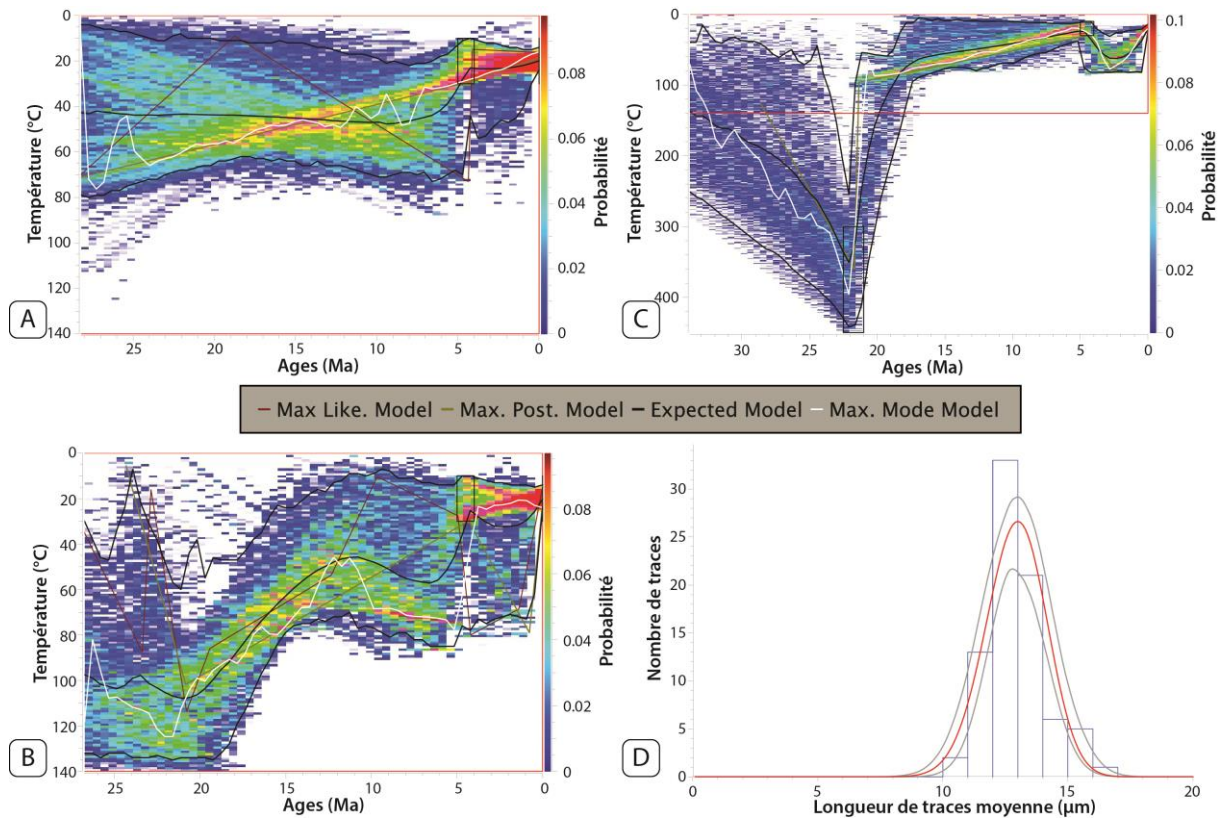


Figure 61 : Modélisations thermiques avec le logiciel QTQt (Gallagher et al., 2009), à partir des âges traces de fissions et (U-Th)/He sur apatites obtenus sur l'échantillon SEB12-06. A – Modèle utilisant uniquement les AFT. B – Modèle utilisant les AFT et 3 âges AHe. C – Modèle utilisant les AFT, 3 âges AHe et avec une contrainte correspondant aux âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus.

Un modèle de trajet de refroidissement a pu être calculé à partir des données de l'échantillon SEB12-06, dans les paragneiss de Ceuta. 3 âges AHe sont disponibles ainsi que 81 données de longueurs de traces et les nombres de traces spontanées et induites dans 20 minéraux. Ces trajets sont aussi mal contraints dans le modèle ne prenant en compte que les données traces de fission (**Figure 61-A**) que dans celui prenant en compte les âges AHe en plus (**Figure 61-B**). L'ajout de la contrainte argon n'apporte aucune précision aux modèles qui ne sont calculées qu'entre 0 et 140°C (rectangle rouge) mais permet de visualiser que le refroidissement est extrêmement rapide avant l'entrée dans la ZCP (**Figure 61-C**). Ce résultat est cohérent avec le fait que les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sur biotite et muscovite sont concordants entre eux et aussi avec les âges AFT. L'entrée dans la ZCP se fait vers 22-21 Ma et le refroidissement se fait ensuite à taux de refroidissement de $\sim 8^\circ\text{C}/\text{Ma}$, jusqu'à la sortie de la ZCP (i.e. 60°C). Au-delà, les modèles indiquent que la roche étudiée stagne dans la ZRP aux alentours de 50°C jusqu'à 6 Ma et ensuite arrivent rapidement en surface à 5 Ma. L'âge auquel les températures de surface sont atteintes est cependant mal contraint et on ne connaît qu'un âge minimum donné par l'âge des sédiments préservés à l'affleurement. Ces températures ont pu être atteintes plus tôt mais, étant donné que l'ensemble avait déjà refroidi à la limite de la ZRP, il est impossible de démontrer avec certitude l'âge auquel les températures de surface ont été atteintes.

Un second modèle de refroidissement a été calculé pour l'échantillon M10-01, provenant d'un boudin de leucogranite dans les paragneiss de Cabo Negro. Trois âges AHe sont disponibles ainsi que 93 données de longueurs de traces et les nombres de traces spontanées et induites dans 22 minéraux. Les modèles obtenus diffèrent significativement de ceux obtenus pour l'échantillon précédent (**Figure 62**). Seule la première partie du trajet est identique avec un refroidissement extrêmement rapide jusqu'à l'entrée dans la ZCP qui se fait à ~22 Ma. Le refroidissement s'effectue alors de manière continue et rapide, au travers de la ZCP et de la ZRP, jusqu'à la température de surface qui est atteinte à 17-15 Ma. Les taux de refroidissement durant la traversée de la ZRP ainsi obtenus sont de 12,8 à 18°C/Ma. Depuis cette période la roche étudiée est demeurée aux températures de surface. Ainsi, depuis 22 Ma, l'échantillon M10-01 a refroidi beaucoup plus vite que l'échantillon SEB12-06 et est arrivé à la température de surface 10-12 Ma avant.

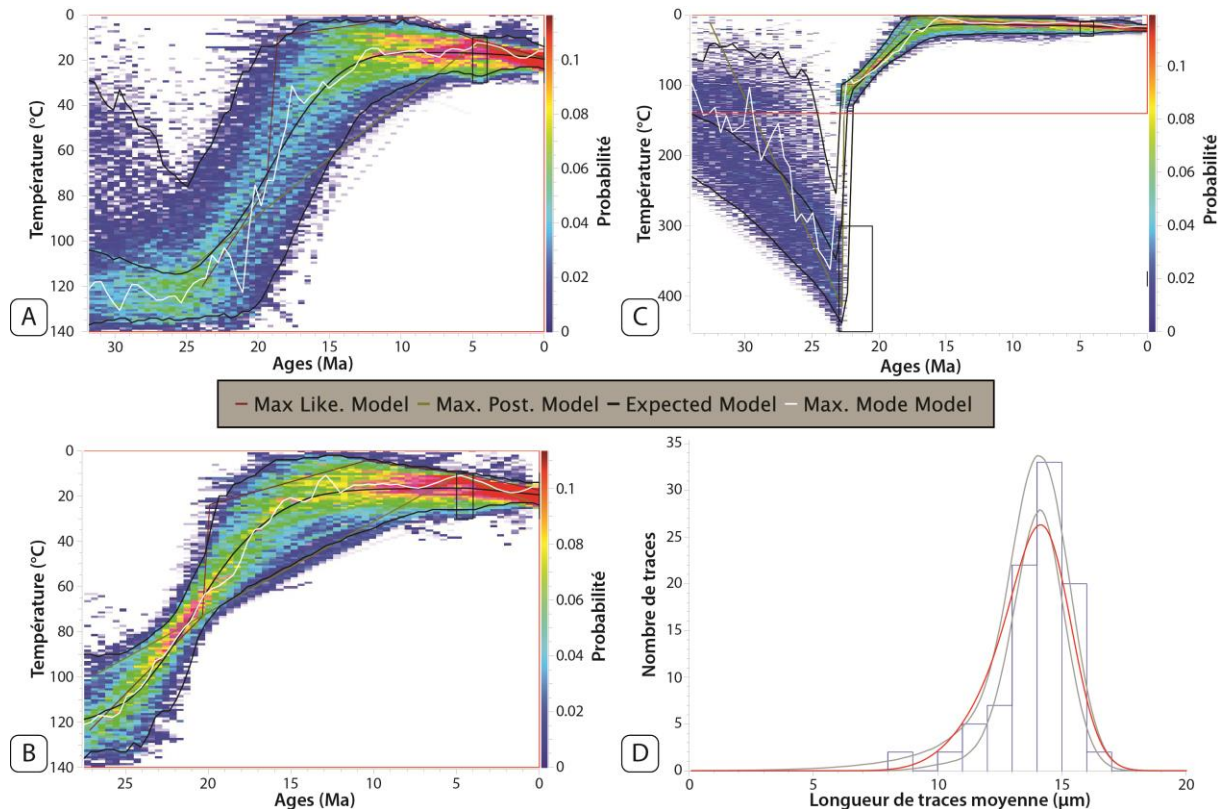


Figure 62 : Modélisations thermiques avec le logiciel QTQt (Gallagher et al., 2009), à partir des âges traces de fissions et (U-Th)/He sur apatites obtenus sur l'échantillon M10-01. A – Modèle utilisant uniquement les AFT. B – Modèle utilisant les AFT et 3 âges AHe. C – Modèle utilisant les AFT, 3 âges AHe et avec une contrainte correspondant aux âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus.

3.4. Discussion et interprétation

Le premier point remarquable est l'apparente concordance de tous les âges obtenus quelle que soit la méthode utilisée (^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovite et sur biotite, AFT et AHe sur apatite) et quelle que soit l'unité géologique dans les deux sites étudiés. En effet la majorité des âges obtenus sont compris entre ~23 et ~16 Ma et sont concordants à 2σ . Ce résultat souligne la rapidité du refroidissement qu'ont subi les différentes unités des Sebtides inférieures étudiées : unité de l'orthogneiss du Monte Hacho (également mise en évidence à Cabo Negro) et unité des paragneiss, qui correspond à l'unité de Filali. Cependant dans un échantillon de l'orthogneiss de Monte Hacho, la bonne précision des résultats ^{40}Ar - ^{39}Ar permet de préciser les conditions de refroidissement des unités des Sebtides inférieures et

indique un refroidissement rapide de 450-350° à 360-280°C entre ~22 et 20,5 Ma (plus de 50°C/Ma. En raison de leur grande marge d'erreur (10 à 17% d'erreur), les âges AFT sont toujours concordants avec les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar . Seuls les âges AHe montrent des différences significatives à la fois avec les autres méthodes de datation et entre eux et indiquent donc des histoires de refroidissement moins rapides et variables. Ces unités ont donc subi un refroidissement entre 450°C (température maximum de fermeture du système argon dans les muscovites ; Harrison et al., 2009) et 60°C (température du sommet de la ZCP pour les apatites ; Wolf et al., 1998) en quelques millions d'années (**Figure 63**).

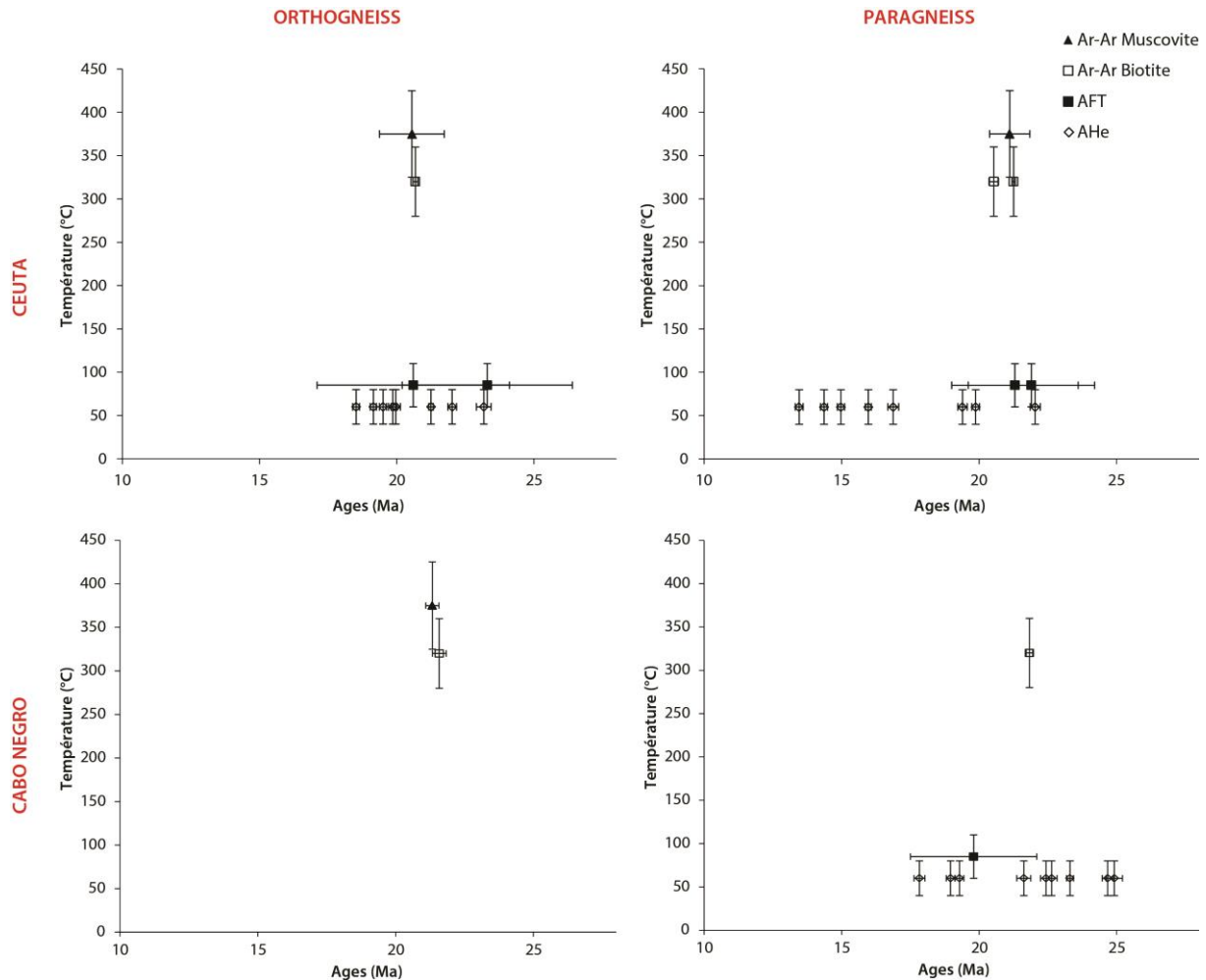


Figure 63 : Trajets température-temps des unités d'orthogneiss et paragneiss dans les zones de Ceuta et Cabo Negro.

Un tel refroidissement est très difficile à expliquer uniquement en termes de mouvements verticaux. Il semble plus probable qu'un évènement thermique d'âge oligo-miocène ait affecté ces roches en provoquant une hausse des températures supérieure à 450°C à de relativement faibles profondeurs comme cela a déjà été proposé pour l'ensemble des thermochronomètres dans tout l'arc de Gibraltar (e.g. Platt et al., 2013 ; Rossetti et al., 2010 ; Montel et al., 2000). Cet évènement thermique est à mettre en relation avec la présence de filons de leucogranites recoupant les paragneiss et soulignant un évènement magmatique tardif. Des filons équivalents ont été datés dans le massif de Beni Bousera à *circa* 22 Ma (Rossetti et al., 2010).

Les âges AHe obtenus à Ceuta indiquent que le compartiment des paragneiss de l'unité supérieure de Ceuta a refroidi au-dessus de la gamme 80-40°C de manière tardive p celui des orthogneiss du Monte Hacho. En effet les âges AHe moyens obtenus dans les paragneiss sont compris entre 18,6 et 14,4 Ma alors qu'ils sont entre 21 et 20 Ma dans les orthogneiss. Ce résultat est à mettre en relation avec les résultats de l'analyse tectonique qui montrent que le contact majeur, représenté par la zone mylonitique au sommet de l'unité des orthogneiss du Monte Hacho, a joué tardivement (dans le faciès des Schistes Verts) en zone de détachement.

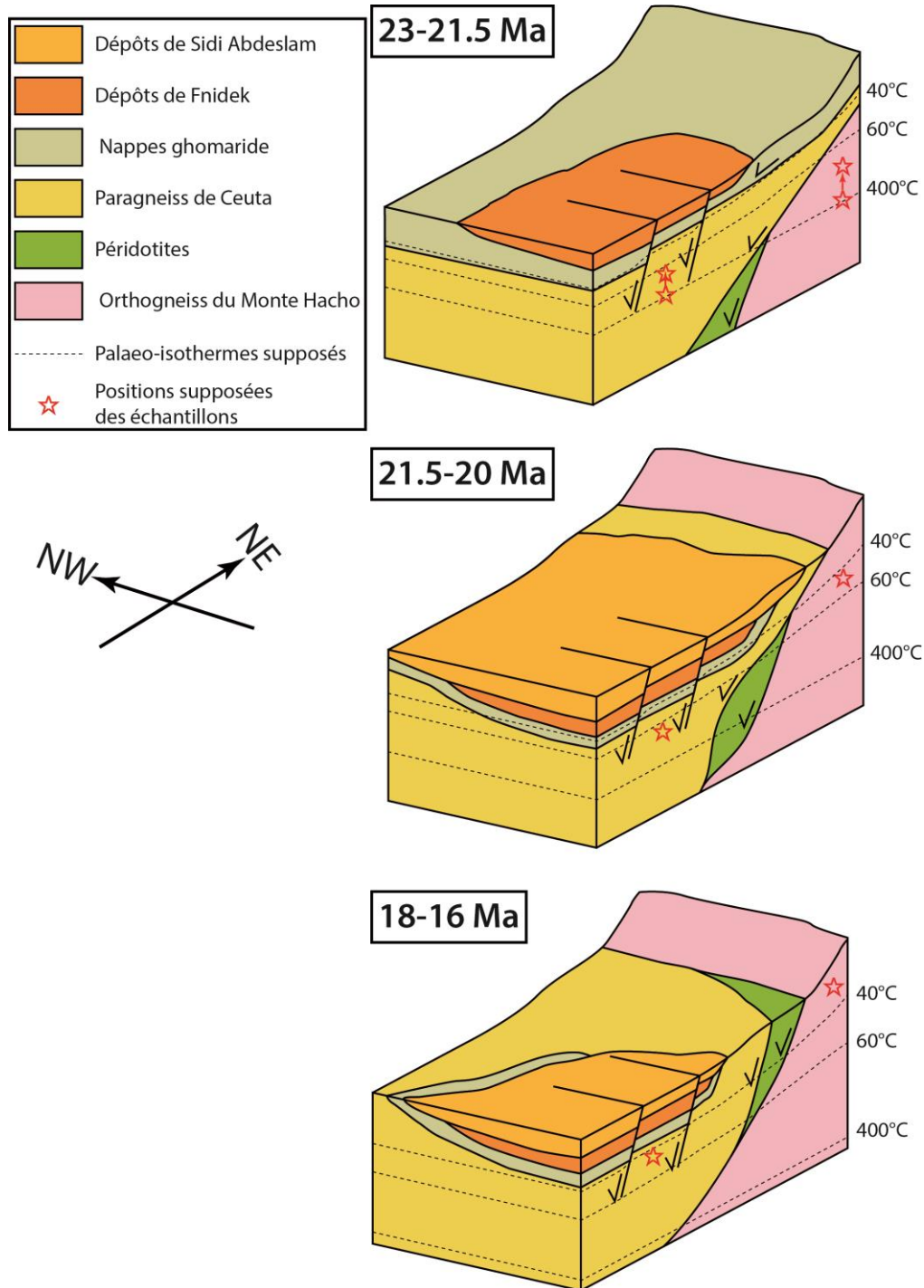


Figure 64 : Blocs-diagramme schématisques illustrant le modèle d'évolution de l'exhumation des unités de Ceuta et du Monte Hacho à l'Aquitano-Burdigalien. Les paléo-isothermes sont marqués par un important gradient géothermique durant la période 23-20 Ma.

La partie à l'Ouest du détachement aurait donc été subsidente postérieurement à 20 Ma. Cette proposition est parfaitement en accord avec la présence des dépôts des formations « Fnidek-Ciudad Granada » et « Sidi Abdeslam-Viñuela » à l'Ouest de Ceuta et au NW de Cabo Negro (Serrano et al., 2007, 2006 ; El Kadiri et al., 2000; Feinberg, 1990). Ces dépôts sont aquitano-burdigaliens et seraient datés entre ~23 et 17 Ma (Hila et al., 2008 ; Serrano et al., 2007, 2006). Cette subsidence locale aurait ainsi pu équilibrer la surrection de l'ensemble des unités des Sebtides et se traduirait par la « stase thermique » au sommet de la ZRP obtenue dans les modélisations thermiques de l'échantillon SEB12-06.

4. CONCLUSIONS

L'observation détaillée de la lithologie des formations présentes dans ces deux zones a permis d'identifier une nouvelle unité, jamais décrite jusqu'ici, au Sud de la presqu'île de Cabo Negro. Cette unité, constituée d'orthogneiss migmatitiques et structuralement située sous les paragneiss (**Figure 44**), est très semblable aux orthogneiss du Monte Hacho. La différence majeure avec la presqu'île de Ceuta est l'absence, à Cabo Negro, de péridotites coincées entre les orthogneiss et les paragneiss. Cependant, l'analyse des données gravimétriques disponibles (e.g. Bellot, 1985) permet d'identifier une anomalie gravimétrique positive au large de Cabo Negro. Cette anomalie positive a été interprétée comme correspondant à l'étendue du corps péridotitique affleurant à Beni Bousera et Ronda sous l'arc de Gibraltar. Dans ce cas, il est probable que les péridotites de Ceuta ne soient qu'une écaille de faible dimension détachée du corps majeur.

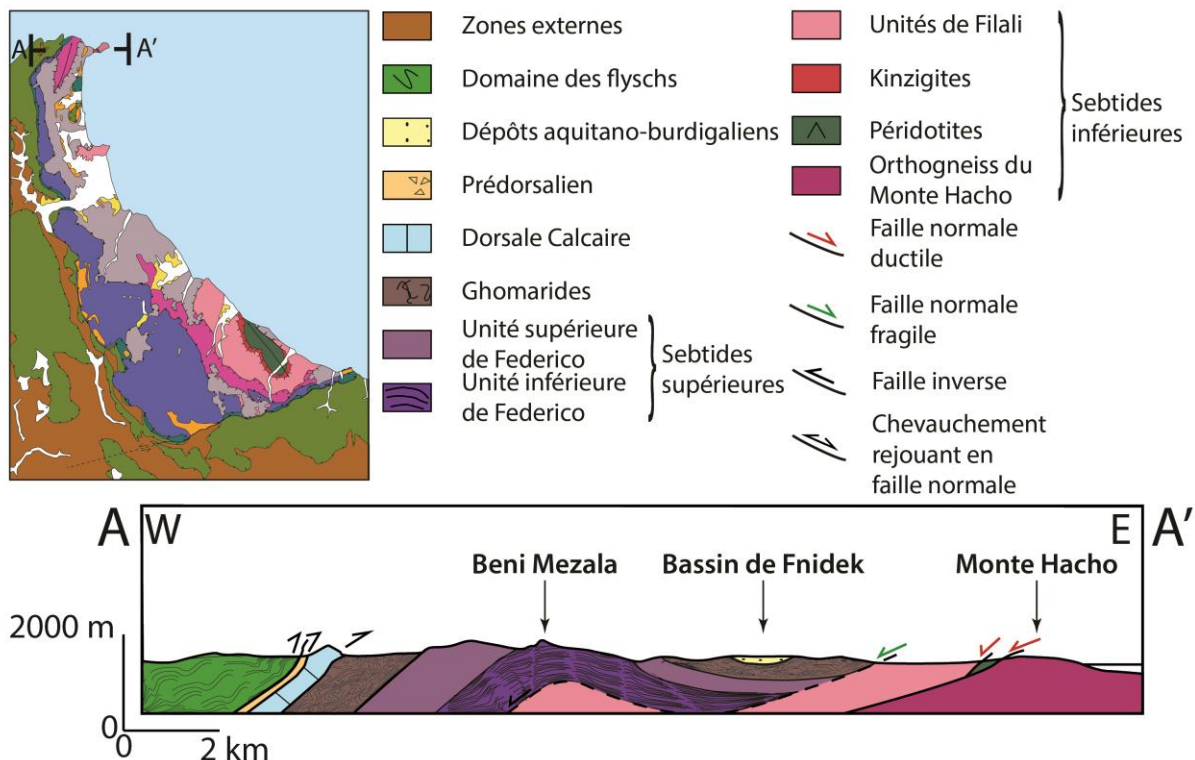


Figure 65 : Coupe E/W du Rif interne au niveau de Ceuta (modifiée d'après Suter et al., 1980). Pour la légende de la carte des zones internes, voir Figure 20.

Le contact entre ces différentes unités (paragneiss, péridotites et orthogneiss) est toujours un contact à faible pendage qui est replissé et faillé postérieurement à leur

empilement. Le pendage du contact majeur est vers le SW à Ceuta, tandis qu'il est vers le NE à Cabo Negro. Cela confirme le plissement tardif de ces unités (probablement durant la phase D₂). Les deux secteurs étudiés appartiennent donc à un même ensemble structural, comme le montrent l'évolution du champ déformation et l'histoire thermique qui sont identiques dans les deux secteurs. Les données obtenues, complétées par celles disponibles dans la bibliographie, ont permis de réinterpréter la coupe du Rif interne au niveau de Ceuta proposée par Suter et al. (1980 ; **Figure 65**).

L'évolution du champ de déformation est la suivante (**Figure 66**):

- i) une première phase d'extension radiale (D₁) accommode les derniers stades de surrection de l'ensemble des Sebtides inférieures. Les données thermochronologiques ont montré que la transition du domaine ductile au domaine fragile s'est faite vers ~22-20,5 Ma dans l'ensemble de ces formations. Cette phase d'extension a donc duré au moins jusqu'au début du Burdigalien inférieur. La surrection tardive des paragneiss de Ceuta par rapport aux orthogneiss du Monte Hacho et les failles normales synsédimentaires dans les formations de Fnidek-Sidi Abdeslam (e.g. Serrano et al., 2007, 2006 ; Ouazani-Touhami et Chalouan, 1995 ; Benmakhlouf, 1990) suggèrent que ce stade de déformation ait pu s'étendre jusqu'à la fin du Burdigalien inférieur (~18-17 Ma) ;
- ii) une phase de compression ~E/W, associée à de l'extension ~N/S (D₂), a été mise en évidence à Ceuta. La limite Nord des zones internes est constituée d'un réseau de failles dextres orientées N40 à N60 : les failles du Jebel Fahès (**Figure 32**). Comme la faille de Jebha, elles auraient joué en rampes latérales lors de la collision entre le Domaine d'Alboran et la plaque africaine (Leblanc et Olivier, 1984). Les failles formées durant la phase de déformation D₂ ont pu accommoder la mise en place, postérieurement au Burdigalien inférieur, de la Dorsale Calcaire sur les flyschs et les zones externes ainsi les rétro-charriages associés (e.g. Hlila et Sanz de Galdeano, 1995 ; Ben Yaïch et al., 1986 ; Raoult, 1966) ;
- iii) une phase de compression ~ N/S à ~ NW/SE, associée à de l'extension ~E/W à ~ENE/WSW (D₃), affecte l'ensemble des unités des secteurs de Ceuta et Cabo Negro. Les structures formées durant cette phase de déformation sont compatibles avec le jeu de la faille transformante des Açores, orientée ~E/W, et qui sépare les plaques africaine et ibérique dans l'Océan Atlantique à l'W du Détroit de Gibraltar. Cette direction correspond aussi à celle des failles dextres « SWIM » recoupant le prisme d'accrétion du Golfe de Cadix (Crutchley et al., 2011 ; Zitellini et al., 2009). Ces dernières seraient encore actives sur plus de 400 km de longueur, constitueraient une limite de plaque entre l'Afrique et l'Ibérie et peuvent être responsables du séisme de Lisbonne en 1755 ;
- iv) enfin, une phase d'extension radiale (D₄), fait rejouer une grande partie des structures préexistantes en failles normales. Les orientations préférentielles de ces failles sont ~E/W à Ceuta et ~NE/SW à Cabo Negro. La direction ~E/W est celle du Détroit de Gibraltar et des failles qui y ont récemment été décrites (Lujan et al., 2010) ainsi que celle des failles normales qui décalent des terrasses marines quaternaires dans la péninsule de Tanger (Aboumaria et al., 2009). Il est probable que ces failles aient eu un rôle dans l'ouverture du Détroit de Gibraltar à la transition Messinien-Pliocène. Cette phase de déformation aurait débuté dès le Messinien et aurait été active jusqu'à des périodes récentes. Ce sont des failles

qui structurent la côte et qui jouent un rôle important dans le contrôle du relief actuel.

L'histoire de refroidissement du secteur le plus septentrional de la chaîne du Rif est caractérisée par un refroidissement extrêmement rapide de 450° à 110°C en 2 Ma environ entre 22 et 20 Ma, puis par un refroidissement plus lent et variable d'Est en Ouest (**Figure 66**). Cette variation est liée à un épisode de subsidence/surrection local contrôlé par le jeu de failles normales depuis les conditions du faciès des Schistes Verts jusqu'à la surface. Le fait qu'il n'y ait pas ou peu d'âges AHe plus jeunes que 15 Ma montre que l'ampleur des mouvements verticaux qui ont pu affecter ces unités, depuis cette période jusqu'à leur arrivée à la surface, n'est pas supérieure à ~2-1 km. Les mouvements verticaux tardifs sont donc d'amplitude limitée dans tout ce secteur.

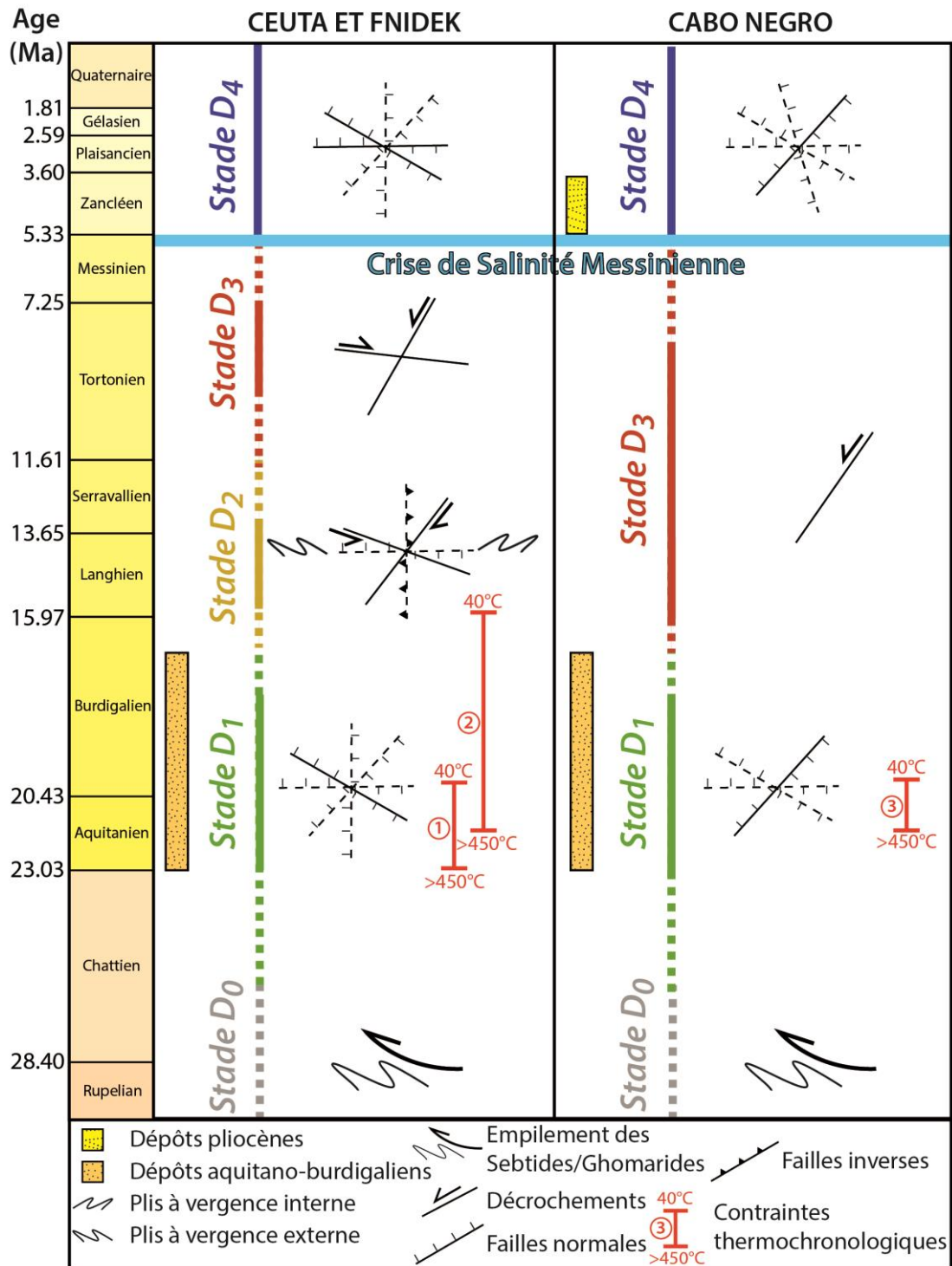


Figure 66 : Tableau récapitulatif de l'évolution du champ de déformation et du refroidissement dans les secteurs de Ceuta et Cabo Negro. 1 : Refroidissement des orthogneiss du Monte Hacho ; 2 : refroidissement des paragneiss de Ceuta ; 3 : refroidissement des paragneiss de Cabo Negro. Les failles en traits pleins indiquent les directions préférentielles, et les failles en pointillés indiquent les directions mineures.

***CHAPITRE 5 : MOUVEMENTS VERTICAUX
NÉOGÈNES DANS LES SECTEURS DE BENI
BOUSERA ET OUED LAOU***

La zone étudiée dans ce chapitre s'étend de Tétouan à Jebha. C'est ici que sont présents les plus hauts reliefs du Rif interne. Le massif de péridotites de Beni Bousera, au SE de la zone, a été très étudié et constitue un témoin majeur de l'exhumation des unités profondes. Une étude tectonique a été entreprise afin de caractériser les différents champs de déformation superposés qui ont pu accommoder l'exhumation de cette zone. Une étude thermochronologique (U-Th)/He a été réalisée dans le secteur de Beni Bousera afin de contraindre les derniers stades d'exhumation des Sebtides inférieures qui y affleurent. L'analyse thermochronologique a également été étendue aux unités de flyschs présentes au Sud de l'accident de Jebha, qui délimite la partie Sud des zones internes du Rif.

1. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les zones internes rifaines sont essentiellement constituées par les Sebtides qui comprennent le très étudié massif de Beni Bousera. Depuis les années 1970, de nombreuses études géochronologiques ont permis d'avoir une meilleure estimation de l'histoire d'exhumation de ces roches profondes avant l'évènement thermique oligo-miocène (Rossetti et al., 2010 ; Michard et al., 2006 ; Pearson et al., 2004 ; Montel et al., 2000 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Polvé, 1983 ; Loomis, 1975). Les faibles mouvements verticaux qui ont suivi cet épisode HT-BP ne sont contraints que par des données AFT et AFT (Azdimousa et al., 2013). La présence de quelques dépôts marins pliocènes affleurant à près de 500 m d'altitude permet d'envisager une phase de surrection post-pliocène du Rif interne.

1.1. Les Sebtides inférieures

Ce complexe est formé des roches les plus anciennes de la chaîne rifaine principalement d'âge paléozoïque, qui affleurent très bien au niveau du massif de Beni Bousera. Ce massif est constitué d'un empilement de deux ensembles : les unités de Filali au-dessus et les unités de Beni Bousera, comprenant les formations péridotitiques, en-dessous. Leur couverture métamorphique détachée (Sebtides supérieures, unités Sud de Federico ou unités de Souk-el-Had) est visible quelques kilomètres au Sud du massif. La bordure NE du massif de Beni Bousera (**Figure 67** et **Figure 99**) est ainsi tronquée par une grande faille normale à fort pendage (faille d'Aaraben) qui met en contact le manteau et les unités de Filali (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995). Cette dernière recoupe une autre faille à faible pendage qui met en contact les Ghomarides et les unités de Filali (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995).

1.1.1. Les unités de Filali

Les unités de Filali comprennent, de haut en bas, les micaschistes et les gneiss de Filali, parfois considérés comme un unique ensemble dont le gradient métamorphique augmente avec la profondeur (Kornprobst, 1974 ; El Maz et Guiraud, 2001).

Les micaschistes de Filali sont composés d'un assemblage à chlorite, chloritoïde, muscovite, biotite et disthène dans les formations supérieures et d'un assemblage à grenat, biotite, sillimanite au contact avec les gneiss.

Les gneiss de Filali se distinguent par une foliation migmatitique à grenat, sillimanite, cordiérite, biotite, feldspath potassique et plagioclase, quartz et ilménite (Kornprobst, 1969). Quelques reliques de granulites mafiques caractéristiques des faciès de plus haute pression ont été décrites dans les formations basales de ces gneiss et sont les témoins de leur histoire métamorphique précoce (Aghzer et Haissen, 2005).

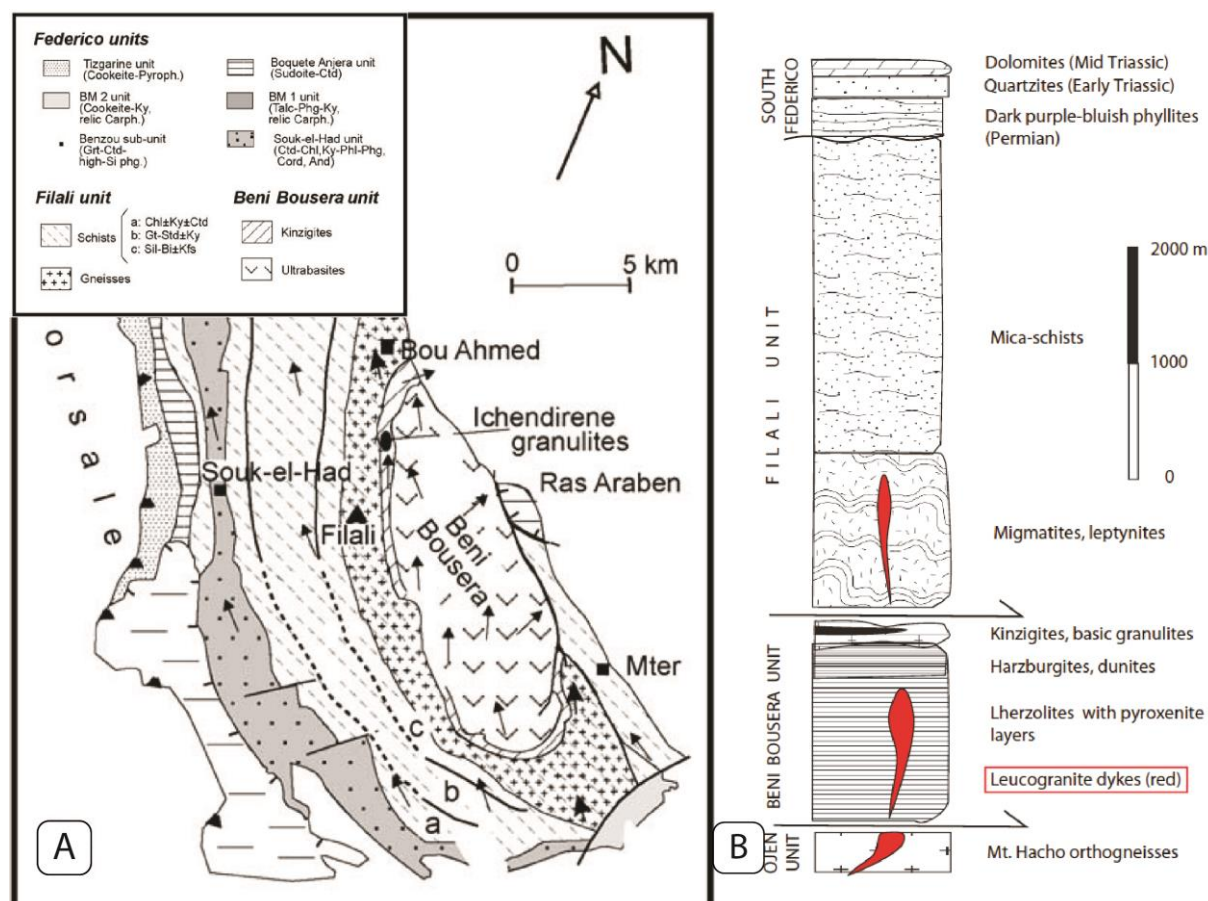


Figure 67 : A - Carte structurale de l'antiforme de Beni Bousera (Michard et al., 2006). B - Pile litho-stratigraphique des unités des Septides dans la zone de Beni Bousera (Negro, 2005).

1.1.2. Les unités de Beni Bousera

Les unités de Beni Bousera comprennent de haut en bas :

- les granulites migmatitiques alumineuses (« kinzigites » ; Kornprobst, 1974) ;
- le corps péridotitique composant le cœur de l'antiforme NW/SE.

Les granulites migmatitiques, épaisses de seulement 150 m, se distinguent des gneiss de Filali par leur richesse en grenats de dimensions pluri-centimétriques (Kornprobst, 1974). Elles présentent une paragenèse primaire à grenat, disthène, rutile, \pm biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz et minéraux accessoires (graphite, ilménite, pyrite). La biotite disparaît progressivement du sommet à la base de cette formation. Cet assemblage est partiellement oblitéré par une paragenèse secondaire à cordiérite, spinelle et sillimanite. Les critères cinématiques observés dans les granulites indiquent un sens de cisaillement vers le NW (Negro et al., 2006 ; Chalouan et Michard, 2004 ; Saddiqi et al., 1988 ; Reuber et al., 1982 ; Kornprobst, 1974).

Plus de 90% du corps ultramafique est constitué de lherzolites à spinelle (e.g. Reuber et al., 1982 ; Kornprobst, 1969). Les bordures du massif sont, quant à elles, constituées de harzburgites à grenat et/ou spinelle mylonitisées (Reuber et al., 1982). Ces deux types de péridotites contiennent des niveaux de pyroxénites à grenat contenant des pseudomorphes de graphite, originaires de diamants (Pearson et al., 1991, 1989 ; Slodkevitch, 1983), et contenant eux-mêmes des reliques de diamants (El Atrassi et al., 2011).

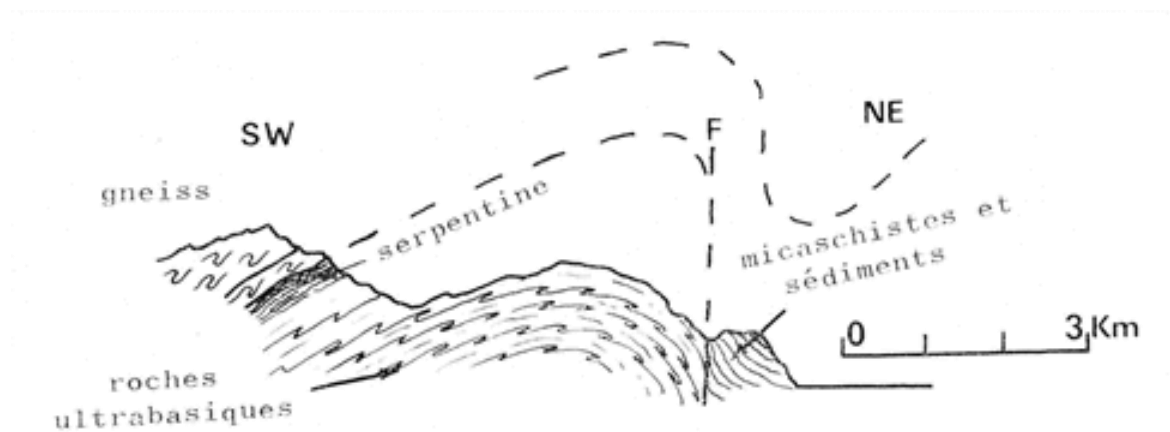


Figure 68 : Coupe du massif de Beni Bousera proposée par Kornprobst (1974). F : Faille d'Aaraben.

La fabrique des péridotites est marquée par une foliation principale foliation initialement plate et subhorizontale, avec une linéation d'allongement orientée ~NNW-SSE, et des sens de cisaillement indiquant un mouvement inverse vers le NNW (Reuber et al., 1982). Au niveau des bordures du massif, l'orientation devient la même que dans les granulites (~NW/SE). Reuber et al. (1982) ont mis en évidence une augmentation de la déformation du cœur vers les bordures du massif de Beni Bousera.

Ces deux unités auraient alors été déformées au cours d'un même épisode métamorphique. Le contact croûte/manteau correspond à une zone de déformation ductile, qui aurait joué en chevauchement vers le Nord dans des conditions de HT-HP (Reuber et al., 1982). Elle aurait aussi joué en extension avec un sens de cisaillements vers le NW et une composante dextre (Afiri et al., 2011) ou en transtension (Frets et al., 2014).

Kornprobst (1974) décrit la structure du massif de péridotites et des kinzigites de Beni Bousera, surmonté par les unités de Filali comme un vaste anticlinal légèrement déversé vers le NW (**Figure 68**). Il interprète l'accident ~NW/SE d'Aaraben comme une faille inverse accommodant le raccourcissement dans un système de pli-faille. Il s'agit en fait d'une zone de failles normales qui a joué dans le domaine ductile, puis dans le domaine fragile, effondrant le compartiment NE du massif par rapport au SW (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995 ; Afiri et al., 2011). D'autre part, des plissements et des écaillages en direction du SW, ainsi que des accidents tardifs verticaux d'orientation ~NE-SW recoupent l'ensemble des formations (Kornprobst, 1974). La fabrique initiale des péridotites a aussi été affectée par un grand pli dont l'axe est orienté ~NW-SE avec un faible plongement vers le SE.

Un système de dykes granitiques acides se met en place tardivement après le fonctionnement de la zone de cisaillement ductile. Une étude structurale menée dans l'Oued Amter, a permis de suggérer qu'ils se sont injectés dans des structures contrôlées par un champ de déformation en compression ~E-W (Rossetti et al., 2013).

1.1.3. Évolution P-T

Les unités de Filali et de Beni Bousera ont subi une évolution métamorphique semblable. En raison de leur position dans la pile structurale (**Figure 67**), le pic de métamorphisme a eu lieu à des pressions et des températures plus importantes dans les péridotites et les kinzigites que dans les unités de Filali.

Quelques témoins d'un évènement métamorphique HP-HT ont été décrits dans les formations les plus profondes :

- i) la présence de reliques de diamants dans les péridotites contraint cet épisode à ~22-20 kbar et 1100-1000°C (El Atrassi et al., 2013, 2011 ; Afiri et al., 2011) ;
- ii) les kinzigites contiennent des reliques de cet épisode HP-HT contraint à 20-16 kbar et 820-760°C (granulites d'Ichendirene ; **Figure 67** ; Bouybaouène et al., 1998) ;
- iii) les gneiss de Filali contiennent des reliques de granulites mafiques qui ont préservé des assemblages minéralogiques caractéristiques du faciès granulitique haute-pressure, contraint à 15,7-13,3 kbar et 890-810°C (Aghzer et Haissen, 2005).

Ces formations ont ensuite subi une décompression quasi-isothermale jusqu'à des conditions de :

- i) 12 ± 3 kbar et 800°C dans les péridotites (Afiri et al., 2011) ;
- ii) 15-10 kbar et 800°C dans les kinzigites (Afiri et al., 2011 ; Haissen et al., 2004 ; El Maz et Guiraud, 2001 ; El Maz, 1989 ; Kornprobst et Vielzeuf, 1984) ;
- iii) 13-10,3 kbar et 830-710°C dans les gneiss de Filali (Aghzer et Haissen, 2005) ;
- iv) 8-7 kbar et 680-580°C dans les micaschistes de Filali (Bouybaouène, 1993).

La décompression s'est poursuivie jusqu'à atteindre des conditions variant de 5-4 kbar et 750-650°C dans les kinzigites (Michard et al., 2006, 1997 ; Haissen et al., 2004 ; El Maz et Guiraud, 2001) à 3,5 kbar et 500°C dans les micaschistes de Filali (El Maz et Guiraud, 2001). C'est le dernier pic de température à affecter ces unités, ces conditions correspondent donc probablement à l'évènement thermique oligo-miocène. Le refroidissement isobare jusqu'à 4 kbar et 430°C qui a ensuite affecté les kinzigites (Michard et al., 2006, 1997 ; Haissen et al., 2004 ; El Maz et Guiraud, 2001) peut être interprété comme le refroidissement consécutif à cet épisode HT-BP. Cela suggère qu'après cet évènement, les mouvements verticaux ont été limités.

Pendant la décompression, le cisaillement ductile séparant les formations de Filali de celles de Beni Bousera aurait joué en faille normale (El Maz et Guiraud, 2001). Le compartiment des unités de Filali se serait alors effondré par rapport à celui des granulites et péridotites durant l'exhumation de tout l'ensemble.

1.1.4. Géochronologie

Rossetti et al. (2010) ont effectué de nouvelles datations U-Pb sur zircons et monazites et ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas dans les produits de fusion partielle des kinzigites et dans les filons granitiques tardifs qui recoupent à la fois les péridotites, les granulites et les gneiss de Filali. Ils envisagent que les kinzigites aient subi un premier épisode de migmatitisation varisque à environ 300 Ma (déjà proposé par Montel et al., 2000), puis un second épisode de fusion entre 22 et 20 Ma. Ces données étayent les hypothèses suggérant qu'une grande partie de l'histoire de ces kinzigites est hercynienne (Michard et al., 1997).

La déformation des niveaux de pyroxénites durant la décompression a cependant été datée entre 25 et 20 Ma (âges isochrones Lu-Hf et Sm-Nd in Pearson et al., 2004 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Polvé, 1983). Les données K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar disponibles suggèrent que le dernier stade BP-BT, consécutif à l'évènement HT-BP, est atteint entre ~23 et 20 Ma (Rossetti et al., 2010 ; Michard et al., 2006 ; Loomis, 1975). Les données traces de fission sur

apatites disponibles dans le secteur de Beni Bousera mettent en évidence que les unités du secteur de Beni Bousera sont parvenues proche de la surface (~4 à 2 km de profondeur) aux alentours de 15,5 Ma environ (Azdimousa et al., 2013).

1.2. Les bassins sédimentaires

1.2.1. Dépôts aquitano-burdigaliens

Au SW de la vallée, dans le secteur de Talembote, des formations oligo-miocènes reposent en discordance sur la nappe de Beni Hozmar de l'unité des Ghomarides (El Kadiri et al., 2001). Cette nappe chevauche par endroits le domaine des flyschs par l'intermédiaire du Prédorsalien. Elle est constituée d'une série de successions sédimentaires, datée de l'Oligocène au Burdigalien inférieur-moyen, qui contient des klippes sédimentaires et des olistolithes métriques à hectométriques issues des Ghomarides et de la Dorsale Calcaire (El Kadiri et al., 2001). Ces dépôts sont similaires aux formations de Fnidek et Sidi-Abdeslam et témoignent d'un approfondissement continu du milieu de sédimentation (El Kadiri et al., 2001). Les dépôts les plus récents de ces formations étant impliqués dans le chevauchement des zones internes sur les zones externes, le jeu de cet accident est syn- à post-Burdigalien inférieur-moyen, comme cela avait été suggéré par Olivier (1984).

1.2.2. Dépôts plio-quatérnaires

Les quelques bassins marins plio-quatérnaires localisés dans les zones internes rifaines ont déjà été brièvement décrits précédemment (Chapitre 2 ; section 3.2.3.4.2.2.). Ils ont été interprétés comme des rias pliocènes mises en place dans d'anciens canyons messiniens (Loget et Van den Driessche, 2006 ; Wernli, 1988 ; Wildi et Wernli, 1977). Wildi et Wernli (1977) attribuent un âge Pliocène inférieur aux sédiments des bassins d'Oued Laou et Tirinense. Récemment, les travaux de Cornée et al. (2014) ont permis de mieux contraindre la période de sédimentation au Zancéen, entre 5,32 et 3,80 Ma et de préciser les modalités de la réémersion pliocène.

Il a été proposé que les failles ~NE/SW bordant le bassin de Tirinense aient joué au Pliocène inférieur en jeu normal de manière syn-sédimentaire, en même temps que les failles ~NW/SE et ~E/W (Saji et Chalouan, 1995). Ces failles déformeraient une surface plane, appelée "surface pontienne" d'après Maurer (1968), qui serait le résultat d'une "érosion pliocène sous climat tropical" (Maurer, 1968). Cependant Cornée et al. (2014) ont montré que les miroirs de ces failles étaient perforés par des phollades et cachetés par les formations pliocènes inférieur, ce qui indique un jeu antérieur au Pliocène. De plus, Cornée et al (2014) ont montré que la surface plane correspond en fait à une surface de planation marine d'âge Pliocène inférieur, donc postérieure au jeu de failles. Ces failles ~NE/SW, ~NW/SE et ~E/W auraient donc pu jouer essentiellement durant la fin du Miocène.

Ces bassins sont aujourd'hui localisés entre 0 et 500 m d'altitude et sont les témoins d'une phase de surrection post-pliocène de l'ensemble des zones internes rifaines. Les oueds actuels passent toujours dans ces vallées, permettant d'affirmer que le réseau hydrique durant l'épisode Messinien était similaire voire moins développé qu'à l'Actuel (Loget et Van den Driessche, 2006 ; Wildi et Wernli, 1977).

2. ÉVOLUTION STRUCTURALE NÉOGÈNE DES UNITÉS INTERNES DU RIF ENTRE TÉTOUAN ET JEBHA

Une analyse systématique des structures de la déformation cassante et ductile de basse température (facies des Schistes Verts) a été réalisée à partir des observations et des mesures réalisées sur le terrain. Cette étude a parfois été complétée par l'analyse de photographies aériennes et d'images satellites, en intégrant, de manière critique, les données des auteurs précédents. Les relations chronologiques entre les différentes familles de failles et leur analyse cinématique a permis de distinguer plusieurs champs de déformation finie successifs depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel. Comme dans les secteurs de Ceuta et Cabo Negro, le point de départ de cette étude est constitué par la déformation qui a affecté les formations métamorphiques du secteur de Beni Bousera dans le faciès Schistes Verts.

2.1. De Tétouan au Cap Zaouia

Dans ce secteur, l'étude est consacrée à la zone de l'Oued Laou qui est un des cours d'eau majeurs qui traversent toutes les zones internes depuis les Ghomarides et Sebtides, du bord de la Méditerranée, au NE, jusqu'au contact entre les zones internes et les flyschs au SW (**Figure 69**).

2.1.1. Analyse des données structurales

L'analyse structurale de la vallée de l'Oued Laou, ainsi que les données disponibles dans la littérature, ont permis de définir trois champs de déformation successifs. La dénomination des champs de déformation est proposée grâce à la comparaison avec le secteur de Ceuta et de Cabo Negro (Chapitre 4 ; sections 3.1.3. et 3.2.3).

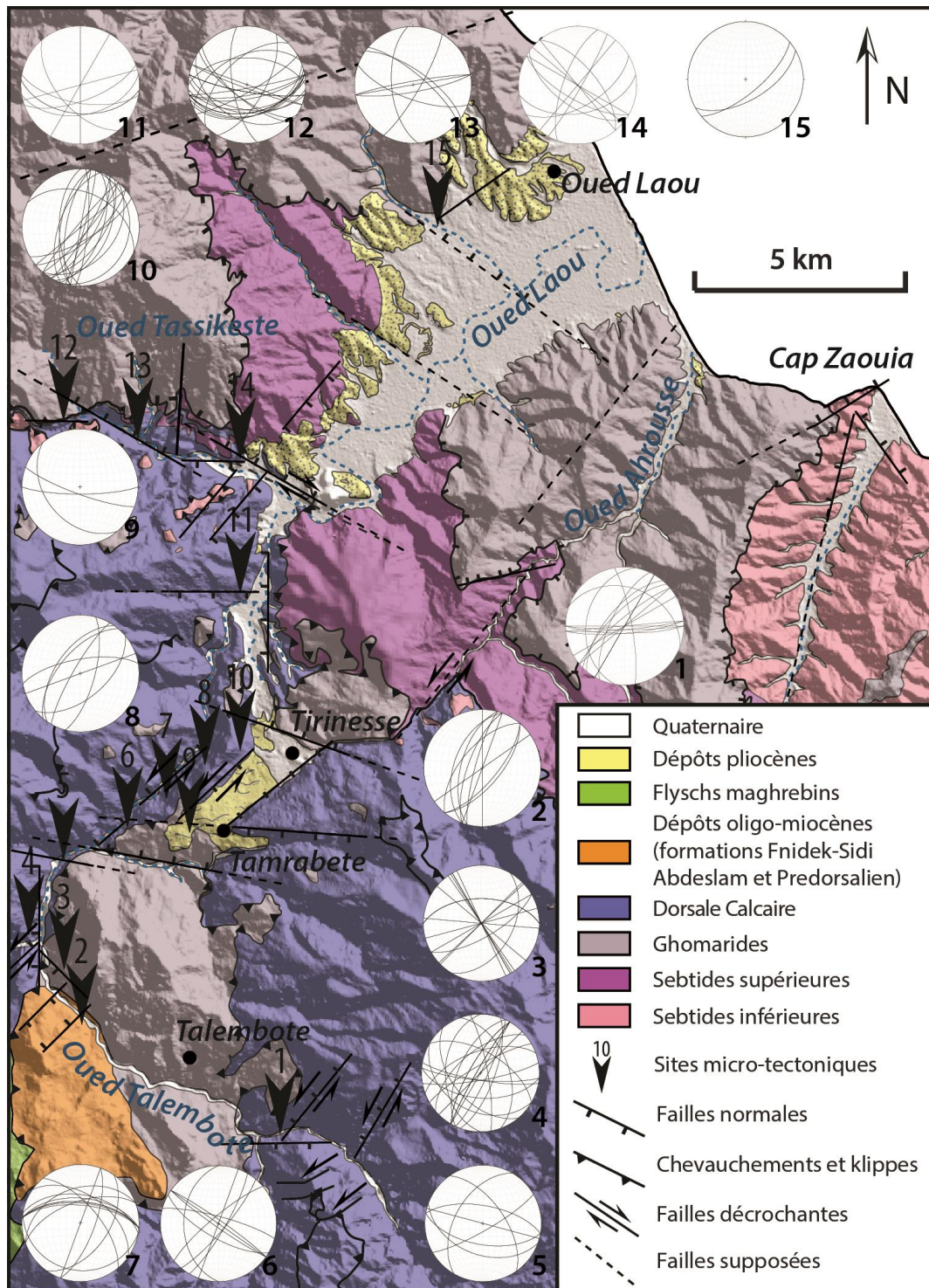
2.1.1.1. Premier champ de déformation (D_2) : mise en place des nappes dans la Dorsale Calcaire

De nombreux contacts majeurs, caractéristiques de l'empilement des nappes dans les zones internes, sont observables le long de la vallée. Les plus importants sont, du NE au SW :

- i) le chevauchement des Ghomarides et/ou des Sebtides sur la Dorsale Calcaire est bien visible cartographiquement. Un affleurement au niveau de l'Oued Tassikeste permet d'observer, dans le paysage, le chevauchement des schistes permien des Sebtides sur les calcaires de la Dorsale (**Figure 70**). Plusieurs klippes de Ghomarides visibles sur la Dorsale Calcaire témoignent également de cette phase de compression qui empile les zones internes (**Figure 20 ; Figure 69 ; coupe B-B' Figure 75**) ;
- ii) le chevauchement de l'ensemble des zones internes sur le Prédorsalien puis sur les flyschs est également visible cartographiquement (**Figure 20 ; Figure 69 ; coupe B-B' Figure 75**). Il a d'abord été décrit par Olivier (1984) puis plus récemment dans la zone de Chefchaouen par Vitale et al. (2014a et b).

Dans le secteur de Talembote, un peu plus au SE (**Figure 69-station 1** ; coordonnées GPS : N35°14'20,0" ; W5°10'43,2"), quelques failles inverses mineures orientées ~NW/SE ont pu être observées. Elles présentent des pendages faibles (de 20 à 40°) et ont des vergences externes et internes. Elles ont accommodé la mise en place des nappes dans la Dorsale, ainsi que des mouvements de rétro-charriage (**Figure 71-A**). Ces déplacements vers l'intérieur de

la chaîne sont cependant de faible ampleur comparée à la Dorsale du Haouz au Nord de Tétouan (Hlila et Sanz de Galdeano, 1995 ; Ben Yaïch et al., 1986 ; Raoult, 1966).



Dans la chaîne du Rif, de grands décrochements ~NE/SW et ~E/W, respectivement dextres et sénestres, sont connus et auraient joué le rôle de rampes latérales, synchrones du jeu des chevauchements majeurs durant la mise en place des zones internes sur les zones externes : les failles de Jebha au Sud et du Jebel Fahîs au Nord (Leblanc et Olivier, 1984).

Certains miroirs de failles de ces orientations présentent des stries indiquant des décrochements dextres et senestres mais restent mineurs.

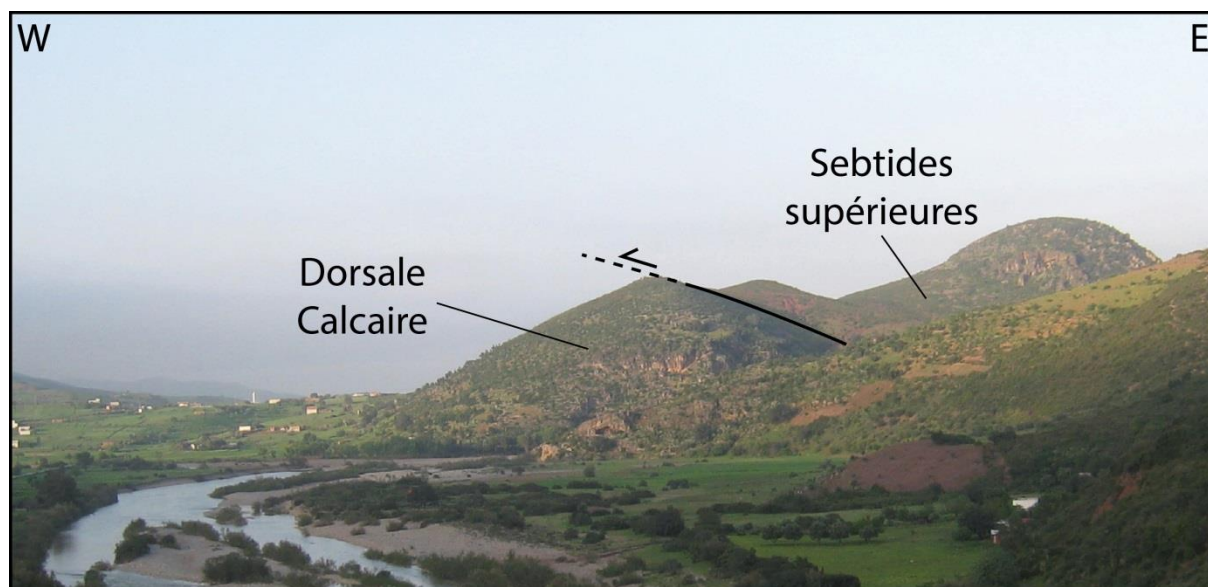


Figure 70 : Panorama sur la vallée d'Oued Laou et le contact chevauchant des Sebtides supérieures sur la Dorsale Calcaire.

2.1.1.2. Le champ de déformation D_3 : serrage N/S

La carte au 1/50 000 de Talembote (Kornprobst et Wildi, 1979) permet de voir que la vallée de l'Oued Laou semble contrôlée par des faisceaux de failles ~NE/SW et ~NW/SE à ~E/W dans lesquels les bassins pliocènes d'Oued Laou et de Tirinesse se sont déposés. Cartographiquement, il est possible de voir qu'au NE du bassin de Tirinesse, le faisceau de failles ~NE/SW décale le contact entre les Sebtides et la Dorsale Calcaire avec un jeu sénestre apparent et un déplacement de l'ordre de ~2 km. (**Figure 69**). L'Oued Ahrousse prend alors exactement cette direction sur plusieurs kilomètres. Au niveau de la côte, le faisceau de failles arrive alors à l'Ouest du Cap Zaouia. De même, au SW de la vallée, le contact entre les zones internes et les zones externes est aussi décalé avec un jeu apparent sénestre avec un déplacement de l'ordre de ~5 km.

Les contacts chevauchants sont recoupés par un faisceau de failles N30 à N50 qui coïncide à différents endroits avec le cours de l'Oued Laou. Ce réseau est visible sur la carte structurale du Rif au 1/500 000 (Suter et al., 1980) recoupe le contact entre les zones internes et les flyschs avec un jeu sénestre et un décalage horizontal apparent de près de ~5 km. Au Nord des gorges qui mènent au bassin de Tirinesse (**Figure 69-station 5** ; coordonnées GPS : N35°17'15,8" ; W5°13'58,3"), des miroirs avec des stries horizontales peuvent être observés au-dessus de la route sur les falaises de la rive gauche (**Figure 71-C et D**). Il n'est pas possible d'analyser précisément le jeu de ces accidents. Il est cependant probable que l'intégralité de ce couloir de failles ~NE/SW ait joué en décrochement sénestre.

Ces failles sont conjuguées avec des décrochements dextres ~NW/SE à ~E/W (Saji et Chalouan, 1995 ; Saji, 1993). Les bordures N et S du bassin de Tirinesse et de l'Oued Laou sont d'ailleurs constituées par des failles de ~WNW/ESE à ~E/W. Il est alors possible d'envisager que le jeu synchrone de ces familles de failles conjuguées soit à même de former

des bassins losangiques en « pull-apart » à l'origine de l'ouverture du bassin de Tirinasse (Augier et al., 2013 ; Stapel et al., 1996 ; de Larouzière et al., 1988).

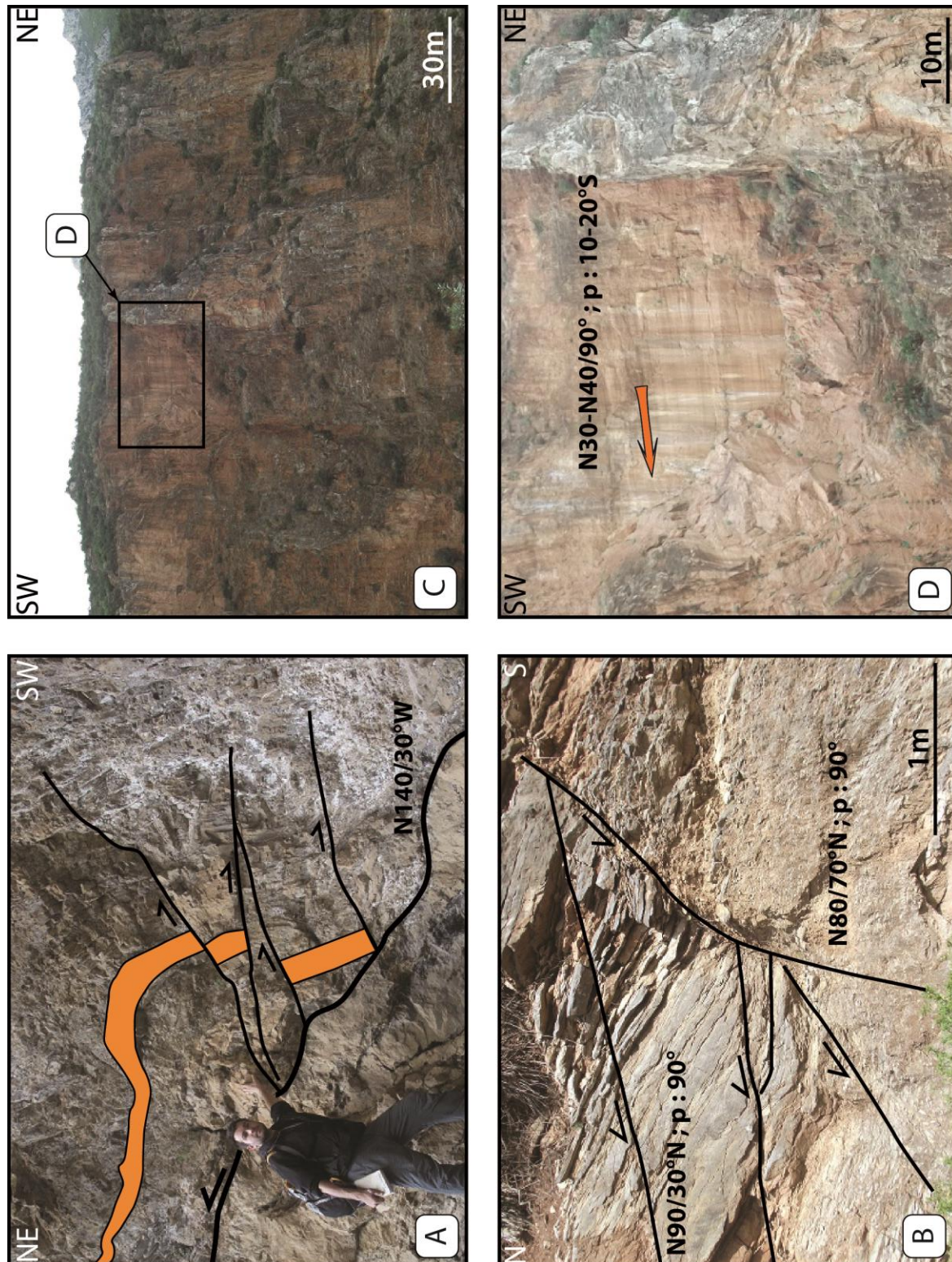


Figure 71 : A (station 1) - Failles inverses accommodant le rétrochevauchement dans la Dorsale vers Talembote (phase D₂) ; B (station 7) - Failles normales ~E/W à faible et fort pendages dans la Dorsale vers Tirinasse (phase D₄) ; C (station 4) - Panorama avec miroir décimétrique de faille décrochante ~NE/SW dans les gorges d'Oued Laou et localisation de la photographie D (phase D₃) ; D (station 5) - Agrandissement du miroir de faille de la photographie C avec stries sub-horizontales indiquant un jeu décrochant (phase D₃).

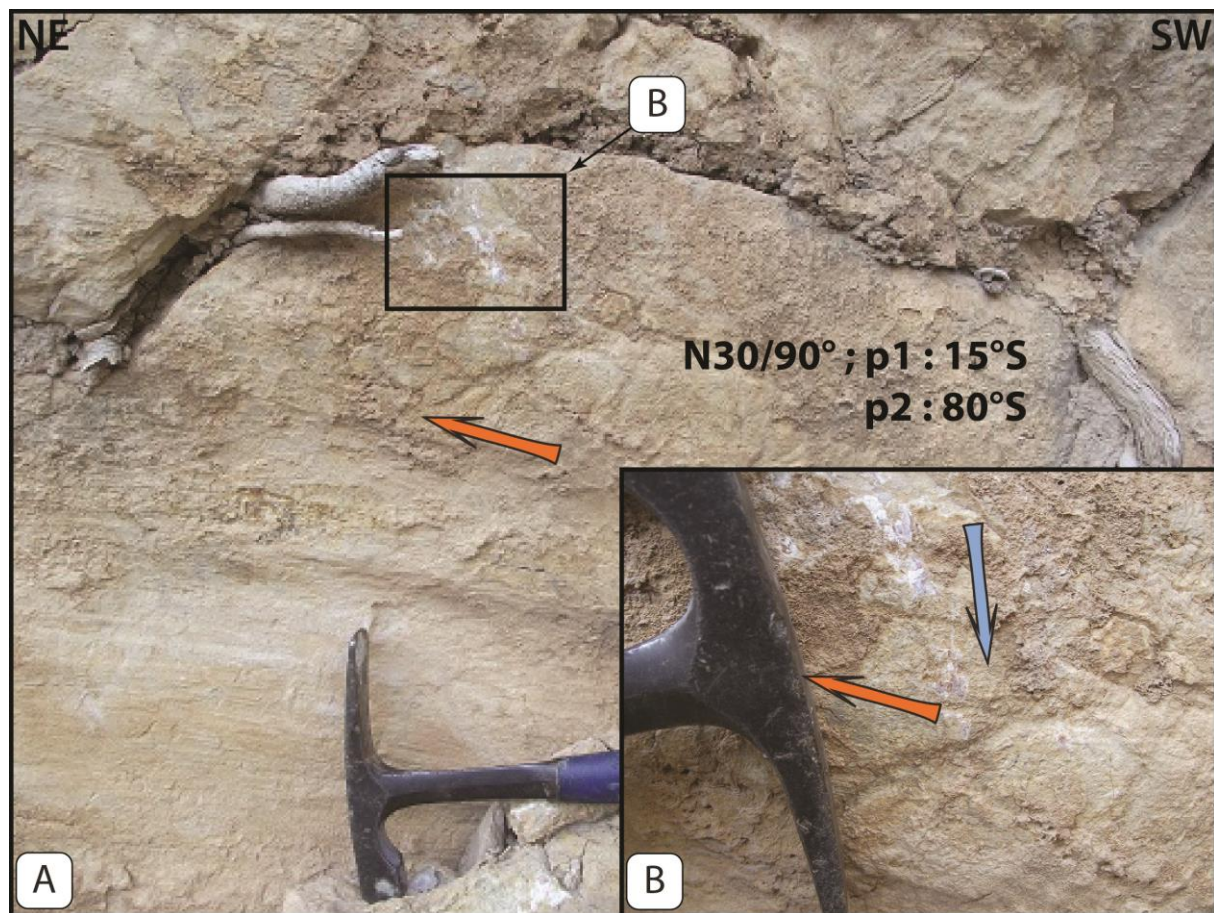


Figure 72 (station 3) : A - Miroir de faille N30-N40 présentant des stries horizontales et un jeu sénestre (phase D₃) ; B - Stries verticales présentant un jeu normal (phase D₄) recoupant les stries horizontales.

Le jeu de ces faisceaux failles est compatible avec une compression ~N/S à ~NNW/SSE et une extension ~E/W à ~ENE/WSW.

2.1.1.3. Le champ de déformation D₄ : extension radiale

Au Nord de Talembote, au niveau de la centrale électrique (**Figure 69-stations 3 et 4** ; coordonnées GPS : N35°16'44,4" ; W5°14'01,2"), située dans le couloir de failles ~NE/SW de l'Oued Laou, plusieurs failles orientées entre N30 et N50, avec des pendages sub-verticaux, présentent des miroirs avec deux générations de stries. La première a un pitch sub-horizontale et indique un jeu sénestre (compatible avec la phase de déformation D₃) tandis que la seconde est sub-verticale et indique un jeu normal effondrant le compartiment W par rapport au bloc E (**Figure 72**). Un jeu extensif, postérieur au champ de déformation D₃, peut donc être mis en évidence.

Les bordures NW et SE du bassin pliocène de Tirinasse sont constituées de deux failles normales N40-50 avec de forts pendages vers le SE et vers le NW respectivement. La bordure NW a une direction N30, avec un pendage de 70° vers le SE et des stries présentant un pitch de 70°SW. Les formations de la Dorsale Calcaire de la bordure Ouest du bassin de Tirinasse sont aussi affectées par des failles de direction ~E/W à ~NW/SE à faible pendage recoupées par d'autres failles de même direction à fort pendage (**Figure 71-B** ; **Figure 69-**

stations 7-8-10 ; coordonnées GPS : N35°18'33,9" ; W5°12'12,2"). Ces déplacements ont pu accompagner les derniers stades d'ouverture du bassin de Tirinasse.

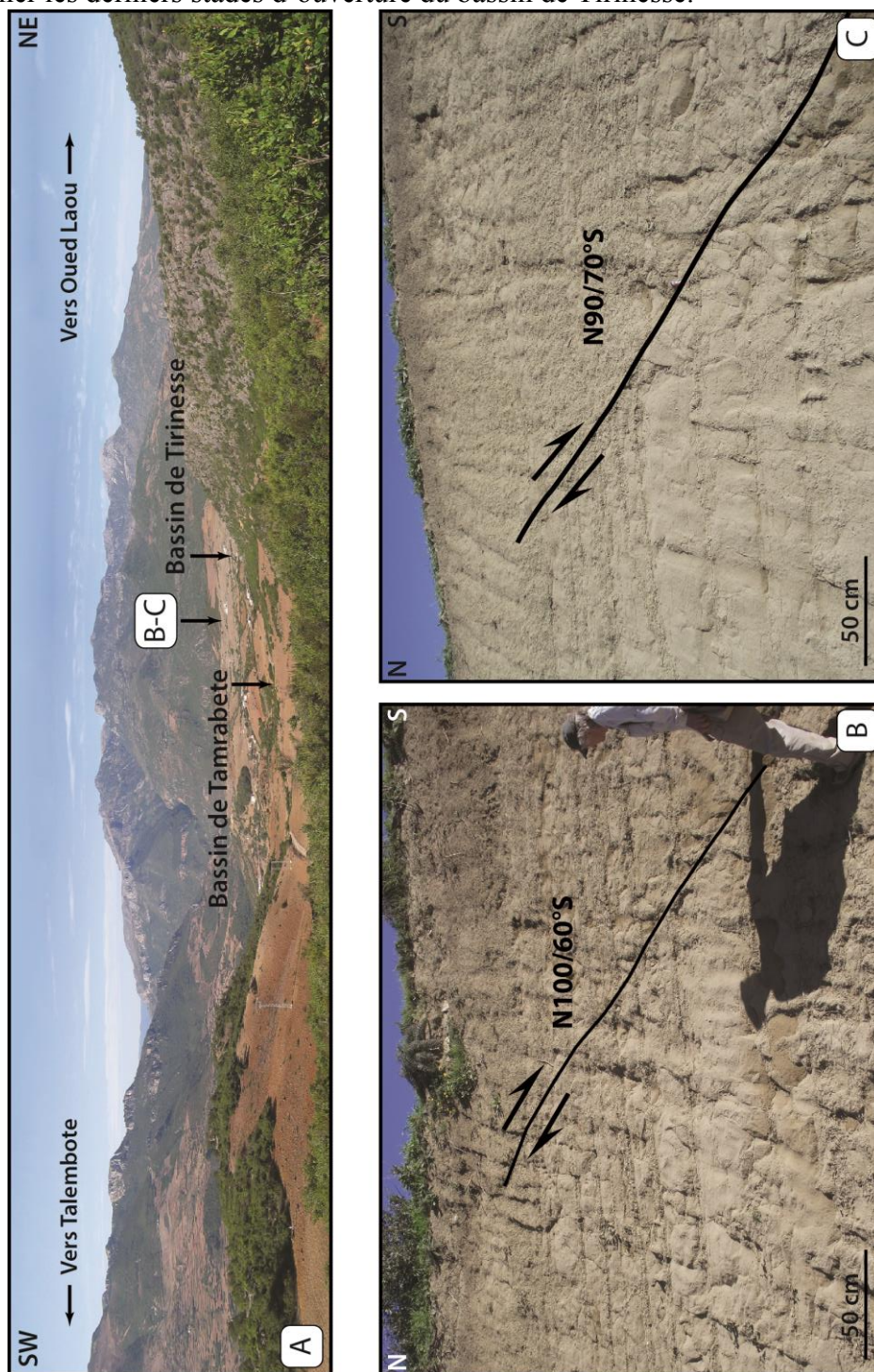


Figure 73 : (station 9) : A – Panorama sur les bassins de Tamrabete et de Tirinasse. B et C - Faille ~E/W syn-sédimentaires à jeu normal apparent recoupant les marnes au S du bassin de Tirinasse (phase D₄).

Au Sud du bassin de Tirinasse, les sédiments pliocènes s'étendent vers l'Est (**Figure 69**) et se connectent au bassin de Tamrabete (**Figure 73-A**). Ils sont bordés au Nord par un escarpement d'une quarantaine de mètres de haut, sur lequel un miroir de faille a été mesuré à N120/50°S, portant une famille de stries avec un pitch sub-vertical et un jeu normal. Comme pour le bassin de Tirinasse, des trous de lithophages marins et des encroûtements ont été observés sur différents miroirs de failles, laissant penser que le dernier jeu de la faille a eu lieu

avant la remise en eau du bassin et la sédimentation pliocène. De plus, ces failles bordières sont scellées (**Figure 69**) par les sédiments du bassin dont la base a été datée du Pliocène inférieur (Cornée et al., 2014), prouvant que leur jeu majeur est bien anté-Pliocène.

Quelques failles ~E/W recoupent les marnes pliocènes au SW du bassin (**Figure 73 ; Figure 69-station 9**). Le matériel sableux et marneux qu'elles recoupent n'a pas permis de mesurer les stries pouvant renseigner sur leur mouvement. Cependant, il est possible d'observer des jeux apparents normaux sur ces failles dont le jeu syn-sédimentaire est souligné par la différence d'épaisseur des dépôts de part et d'autre du plan de faille (**Figure 73-B et C**). Ces failles sont situées dans le prolongement exact de la faille normale qui borde au Sud le bassin de Tirinense, avec une orientation, un pendage et un jeu similaire. Cela suggère que la bordure Sud de Tirinense a enregistré un jeu normal, probablement mineur, au cours du Pliocène inférieur. Aucune déformation importante ne semble avoir affecté les sédiments du bassin de Tirinense.

Le bassin de Tirinense est surélevé par rapport à celui d'Oued Laou. Ils sont séparés par des faisceaux de failles normales de direction ~NW/SE, comme celui qui passe par l'Oued Tassikeste (**Figure 69-stations 12 et 13**), qui effondrent le compartiment NE par rapport au compartiment SW. Dans l'Oued Tassikeste, ces familles de failles normales ~NW/SE se surimposent au contact chevauchant des Sebtides sur la Dorsale Calcaire, témoignant du jeu normal de cet accident.

Au Nord du bassin d'Oued Laou (coordonnées GPS N35°26'19,4" ; W5°06'34,1"), les dépôts du Pliocène inférieur présentent des dépôts en éventail contrôlés par des failles normales de direction ~NW/SE (**Figure 93 ; Figure 69-station 15**), qui soulignent le caractère syn-tectonique de ces dépôts. Des failles syn-sédimentaires de direction ~NE/SW affectent aussi ces dépôts, qui sont décalés avec un jeu apparent normal.

Cette phase d'extension radiale (D₄) a donc fait jouer les directions majeures ~NE/SW et ~NW/SE en faille normale, terminant l'ouverture des bassins avant le Pliocène, probablement au Messinien (Cornée et al., 2014). Au Pliocène, les failles bordant le bassin de Tirinense ont quasiment cessé de fonctionner. Cependant, la sédimentation dans le bassin d'Oued Laou reste contrôlée par des déplacements importants sur les failles normales ~NW/SE et mineurs sur les failles ~NE/SW.

2.1.2. Évolution du champ de déformation de Tétouan au Cap Zaouia

L'analyse structurale permet de proposer l'évolution du champ de déformation suivante (**Figure 74**):

- i) mise en place des zones internes sur les flyschs et les zones externes (D₂). La Dorsale Calcaire s'écaille dès l'Aquitano-Burdigalien et chevauche le prédorsalien puis les flyschs après le Burdigalien inférieur. Des rétro-charriages mineurs sont visibles dans la Dorsale Calcaire. Les chevauchements sont recoupés par plusieurs faisceaux de failles décrochantes décimétriques à kilométriques de directions ~NE/SW et ~E/W. Ces directions présentent des jeux qui sont respectivement dextres et sénestres. Ce sont des faisceaux de failles qui jouent en rampes latérales et accompagnent l'empilement des nappes. L'accident d'Oued Laou est une faille majeure à l'échelle de ce secteur. Dans ce contexte, l'ouverture du bassin aquitano-burdigalien et son remplissage syn-tectonique peuvent être interprétés, dans ce

- secteur, comme étant liés à la mise en place des nappes, dans un contexte en compression ~NE/SW (et en extension ~NW/SE) ;
- ii) les failles ~NE/SW et ~NW/SE à ~E/W jouent ensuite en décrochements respectivement sénestres et dextres (D_3). C'est durant cette phase de déformation que l'accident d'Oued Laou décale le contact entre les zones internes et externes de près de ~5 km. Le jeu conjugué de ces faisceaux sub-orthogonaux a probablement permis l'ouverture des bassins losangiques de Tirinasse et d'Oued Laou. Ces mouvements transtensifs sont compatibles avec un serrage ~N/S (et en extension ~E/W) ;
 - iii) les failles ~NE/SW, ~NW/SE et ~E/W jouent ensuite en jeu normal (D_4). Cette phase a pu permettre la mise en place et le remplissage des bassins de Tirinasse et d'Oued Laou et serait donc datée du Pliocène inférieur. Ce champ de déformation semble ensuite se prolonger jusqu'à l'actuel. Le jeu synchrone de ces failles normales de différentes orientations est compatible avec un régime d'extension radiale.

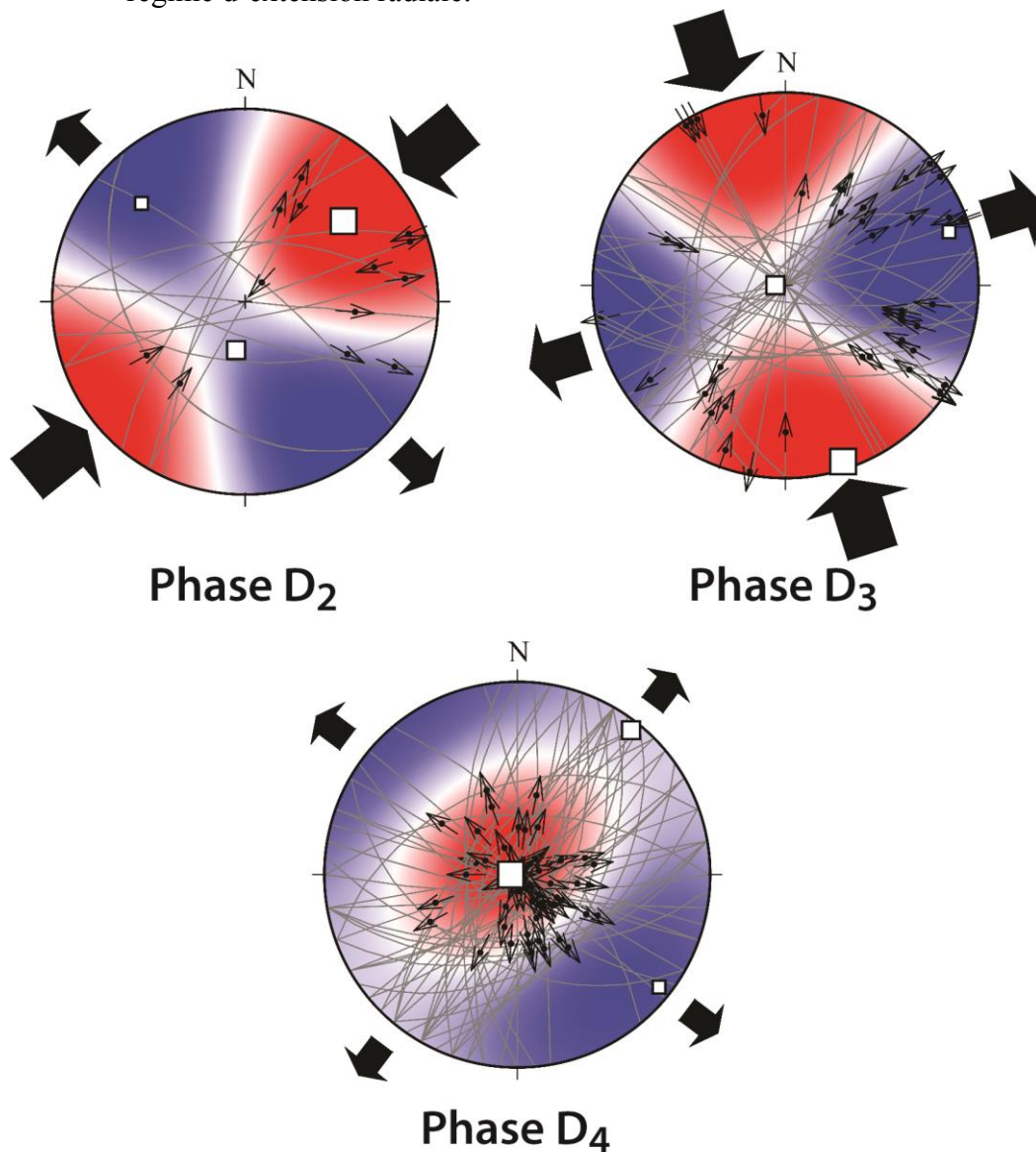


Figure 74 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007).

Les données obtenues, complétées par celles disponibles dans la bibliographie, ont permis de réinterpréter la coupe du Rif interne au niveau de la vallée de l'Oued Laou proposée par Kornprobst et Wildi (1979 ; **Figure 75**).

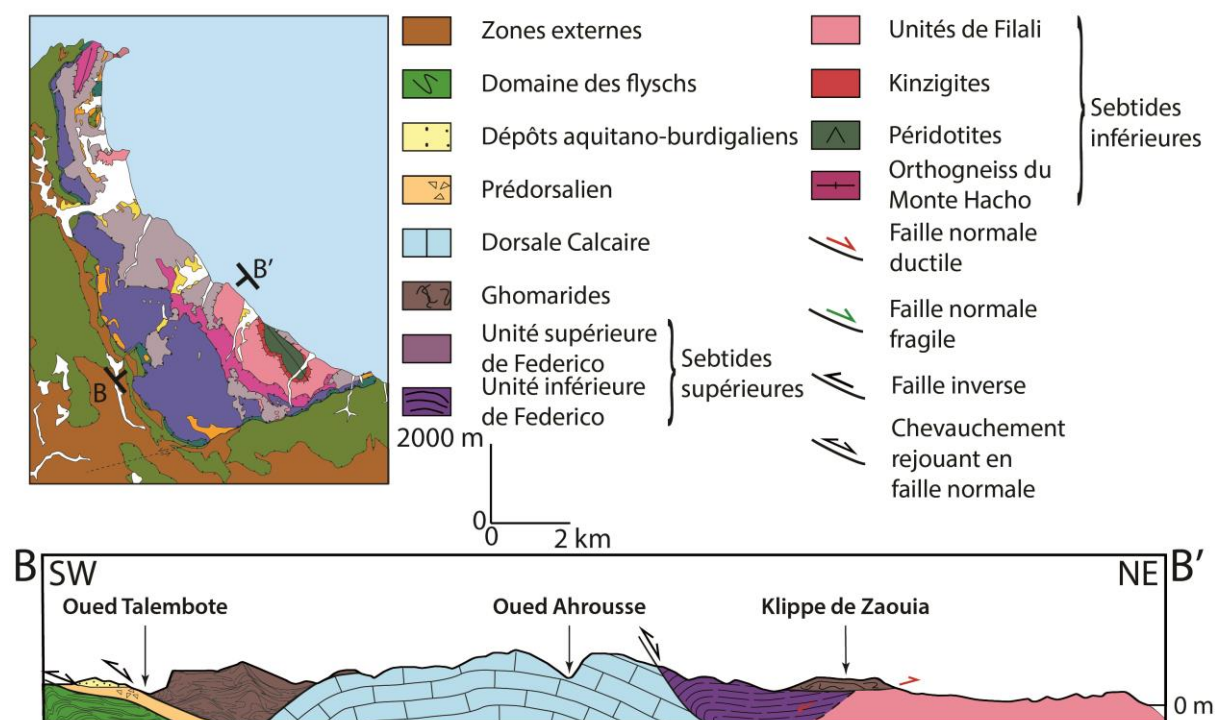


Figure 75 : Coupe NE/SW au niveau de la vallée de l'Oued Laou réinterprétée à partir de celle de Kornprobst et Wildi (1979). Pour la légende de la carte des zones internes, voir Figure 20.

2.2. Le massif de Beni Bousera

2.2.1. Analyse des données structurales

Dans le secteur de Beni Bousera, il est possible de distinguer plusieurs familles principales de failles correspondant à des champs de déformation finie superposés (**Figure 78** et **Figure 85**).

2.2.1.1. Le champ de déformation D_1 : exhumation des Sebtides inférieures et extension radiale

L'accident d'Aaraben est une zone de faille normale majeure marquée par une zone de mylonites et cataclasites. Elle limite les péridotites du massif de Beni Bousera au NE. Elle a une orientation comprise entre N120 et N140 avec un pendage élevé de 60 à 70° vers le NE. Elle met en contact les péridotites serpentinisées avec les micaschistes de Filali au SE et les Ghomarides au NW (**Figure 76** et **Figure 79**). Compte tenu de l'omission des granulites et des gneiss de Filali, le rejet vertical est estimé entre 5 et 4 km (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995 ; Saji, 1993). Elle aurait donc joué un rôle important lors de l'exhumation des Sebtides inférieures. En dehors de la faille d'Aaraben, la tectonique en extension se manifeste, dans ce secteur, par de nombreuses autres zones de cisaillement ductile et failles à jeu normal (**Figure 77-A**).

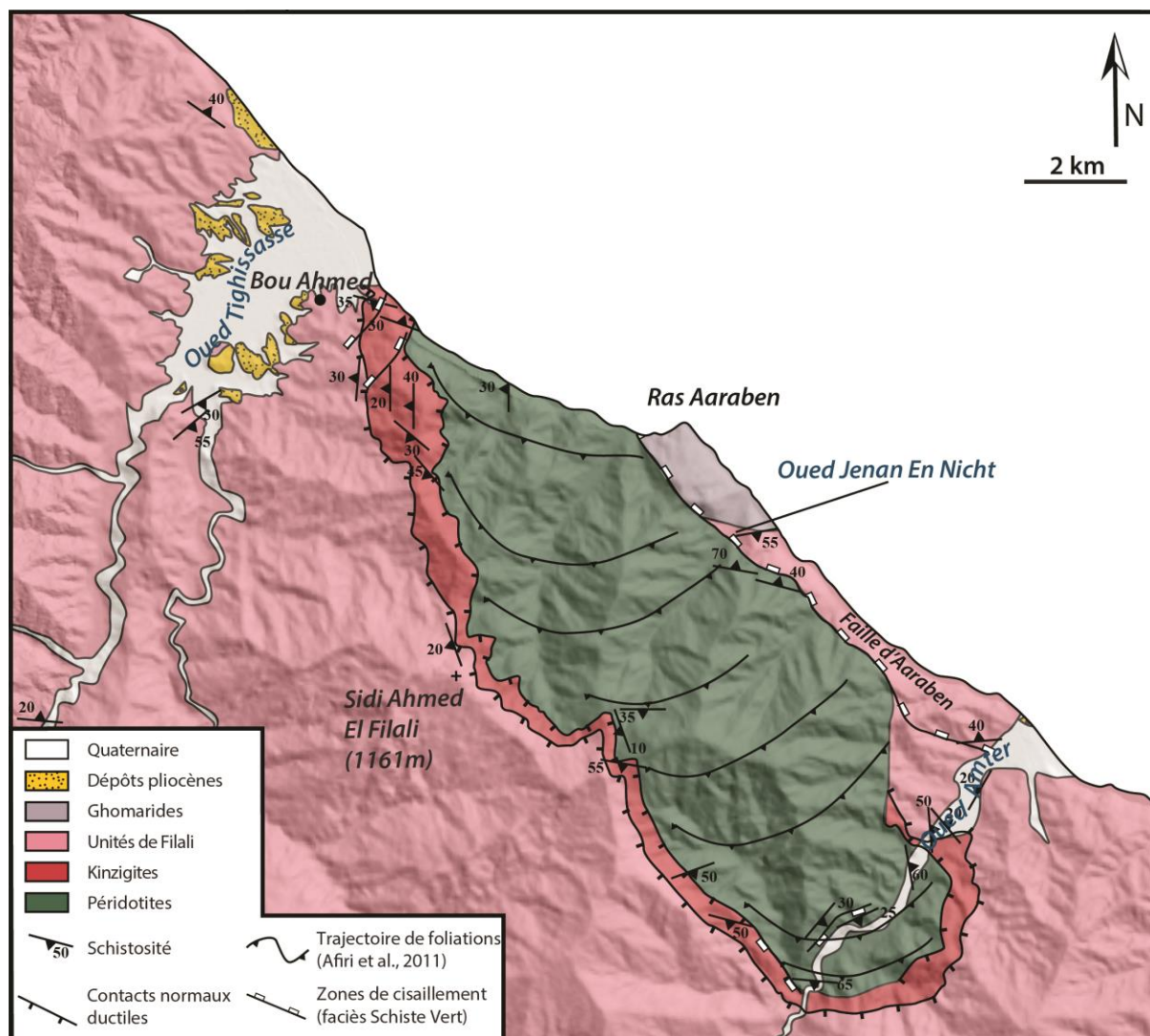


Figure 76 : Carte des structures ductiles et fragiles-ductiles dans le secteur de Beni Bousera.

Au SE du massif de péridotites, dans l'Oued Amter, un affleurement illustre clairement cette tectonique en extension (**Figure 78-station 14** et **Figure 77-A et B** ; coordonnées GPS : N35°12'39,4" ; W4°50'13,0"). Une zone de cisaillement ductile, marquée par la formation d'une bande ultramylonitique de quelques centimètres d'épaisseur, se développe avec une direction ~N60 et un pendage de 20°SE. Les linéations, soulignées par l'étirement des agrégats quartzo-feldspathiques et l'alignement des micas blancs, sont orientées N115 avec un pendage de 10° vers l'Est. Les critères de cisaillement (figures sigmoïdes) indiquent un jeu normal. La déformation ductile de basse-température et la présence de chlorite dans la zone mylonitique indiquent un fonctionnement de la zone de cisaillement dans le faciès Schistes Verts. Les filons de granites sont injectés dans cette zone de cisaillement. Ils sont recoupés par des failles fragiles à jeu normal, sub-parallèles à la zone de cisaillement, indiquant que le régime extensif a perduré depuis les premiers stades d'évolution de la déformation, avec l'injection des filons granitiques, dans des conditions ductile à fragile-ductile, jusqu'aux derniers stades de la déformation fragile.

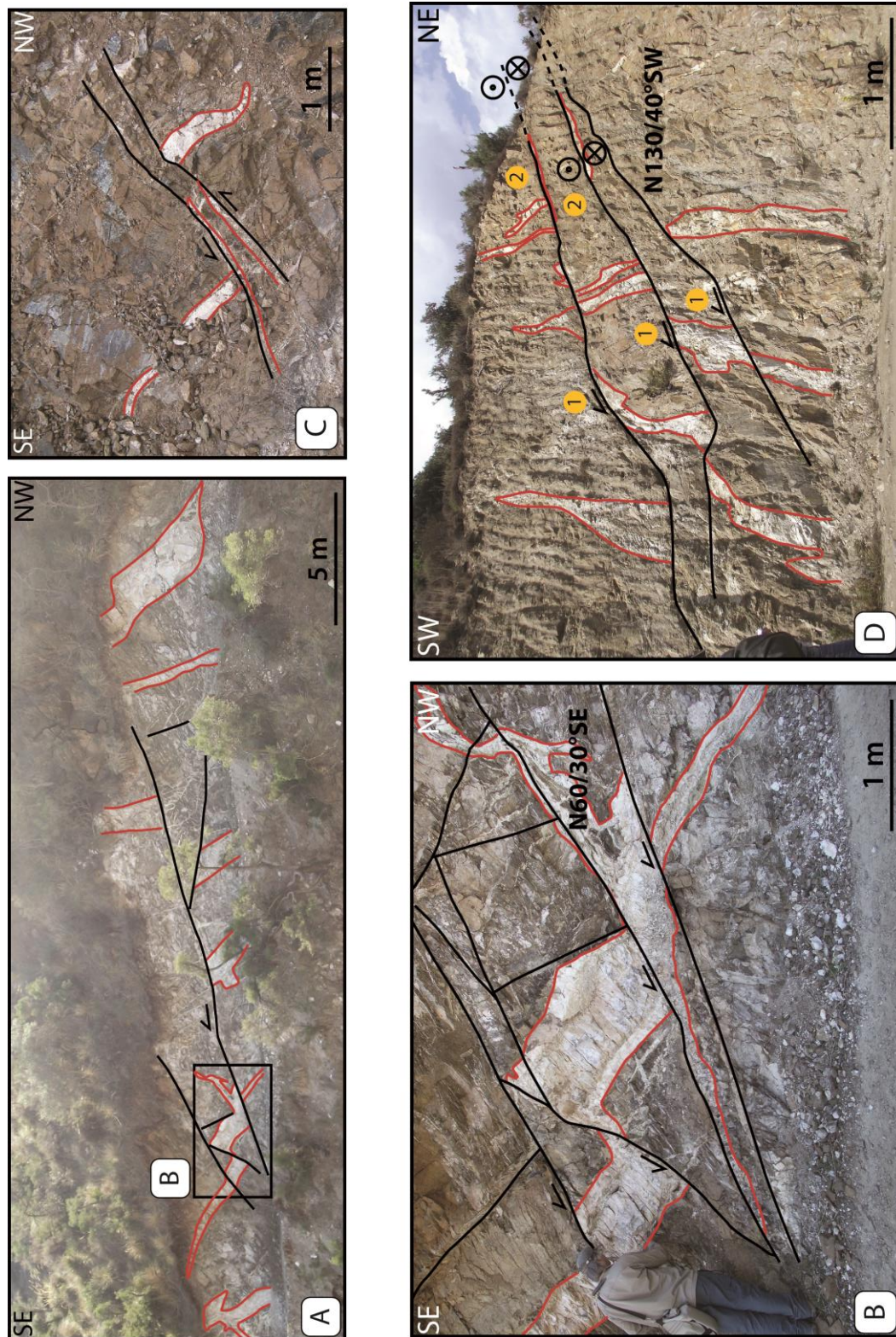


Figure 77 : A (station 14) - Zone de cisaillement ductile à jeu normal dans le faciès Schistes Verts avec injections de granites et localisation de la photo B ; B (station 14) - Zoom de la photo A montrant les relations structurales entre les granites et les accidents normaux ; C (station 11) - Granite pegmatitique injecté dans une faille normale NE/SW ; D (station 8) - Failles normales synchrones à l'injection des granites et reprises en failles dextres à composante inverse tardivement.

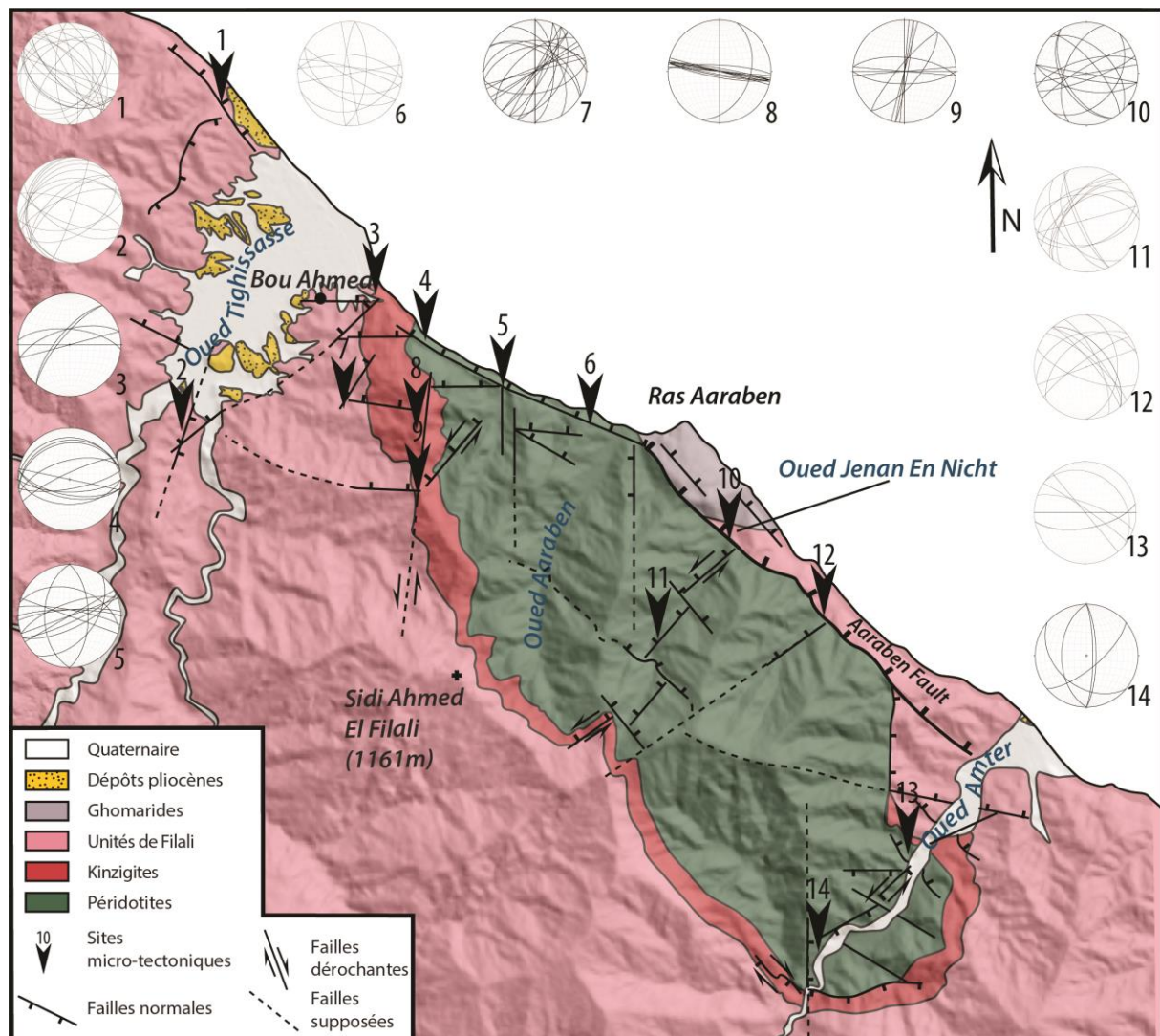


Figure 78: Carte des structures fragiles et localisation des sites micro-tectoniques dans le secteur de Beni Bousera.

Une autre zone de cisaillement ductile dans le faciès Schistes Verts, semblable à celle décrite précédemment mais sans granites injectés, a pu être observée dans les granulites à l'extrémité NW du massif (**Figure 78-station 3** et **Figure 84-A** ; coordonnées GPS : N35°18'39,1" ; W4°56'28,1"). Elle est orientée N60 avec un pendage de 60° vers le NW. Là aussi, l'accident ductile est repris dans le domaine fragile par une faille de même direction et pendage, avec une famille de stries présentant un pitch de 70°SW et un jeu normal. Un réseau de failles normales formant une géométrie en « queue de cheval » a été observé dans les kinzigites à l'Est de Bou Ahmed (**Figure 78-station 3** et **Figure 80-A et B** ; coordonnées GPS : N35°19'23,7" ; W4°56'19,2"). L'accident le plus important est injecté de granites. Les failles sont orientées N40 à N75 et présentent des pendages variant de 40 à 75° vers le NE. Les stries portées par les miroirs de failles sont sub-verticales.

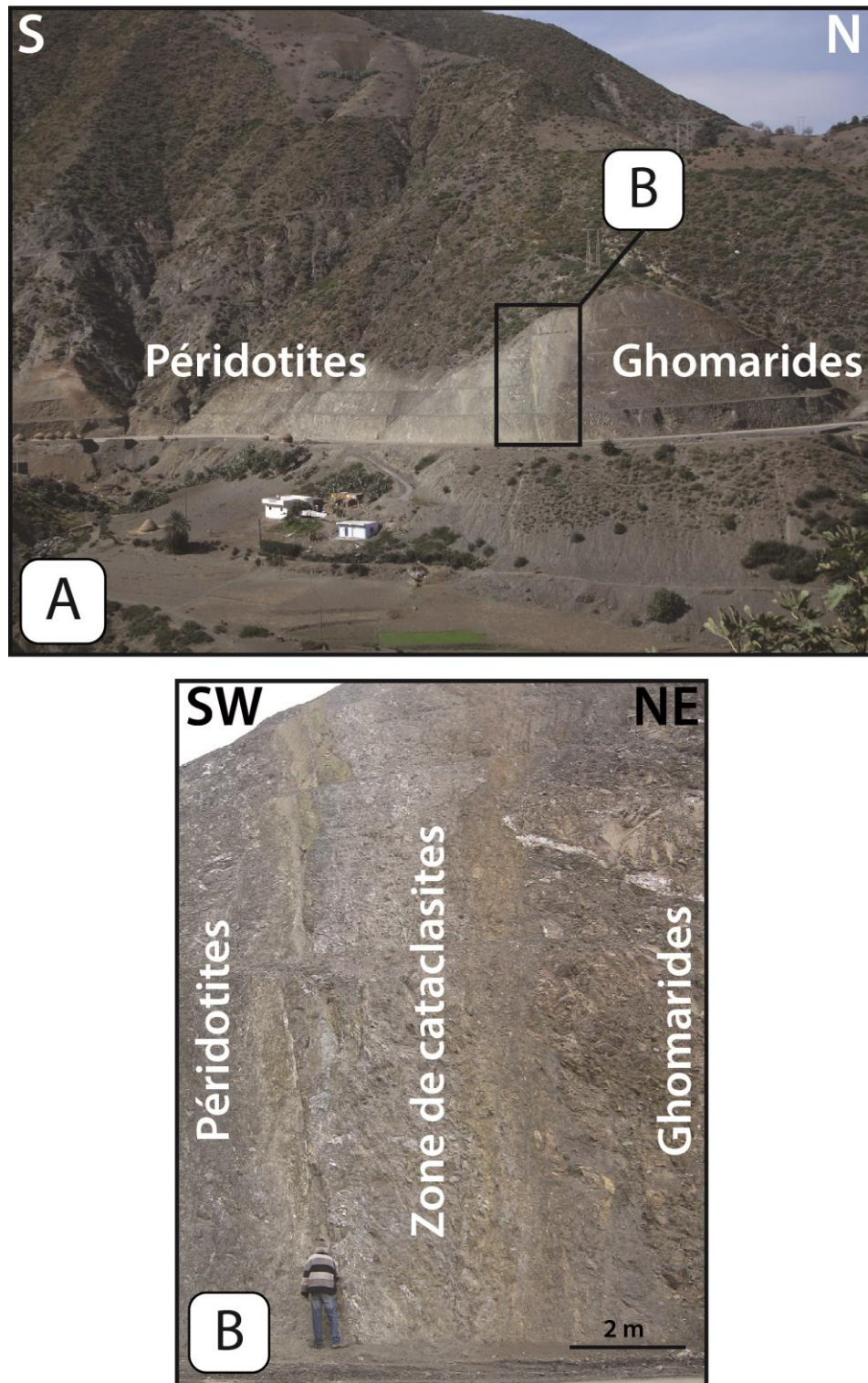


Figure 79 (station 10) : A – Panorama vers la rive gauche de l'Oued Jenane Nicht montrant la faille majeure d'Aaraben. B – Zoom sur la zone de cataclasites de la faille d'Aaraben qui met au contact les péridotites au SE et les Ghomarides au NW.

Des failles normales, orientées NW/SE et avec un pendage de 30-40° vers le SW cette fois, sont présentes dans les granulites proches du contact avec les péridotites, au SE du massif, dans l'Oued Amter, en bas de la piste qui mène à Sidi Ahmad El Filali (**Figure 78-station 14** et **Figure 77-D** ; coordonnées GPS : N35°12'00,3" ; W4°50'37,8"). Il est en effet possible d'observer une succession de failles dans lesquelles s'injectent des granites syn-

tectoniques. Ceux-ci forment parfois entre les failles des sigmoïdes compatibles avec un jeu inverse apparent. L'analyse détaillée de ces failles a permis de déterminer un premier mouvement normal synchrone de la mise en place des granites. Le jeu extensif est confirmé par la présence de fentes de tension orthogonales à ces failles et ouvertes dans la direction du glissement.

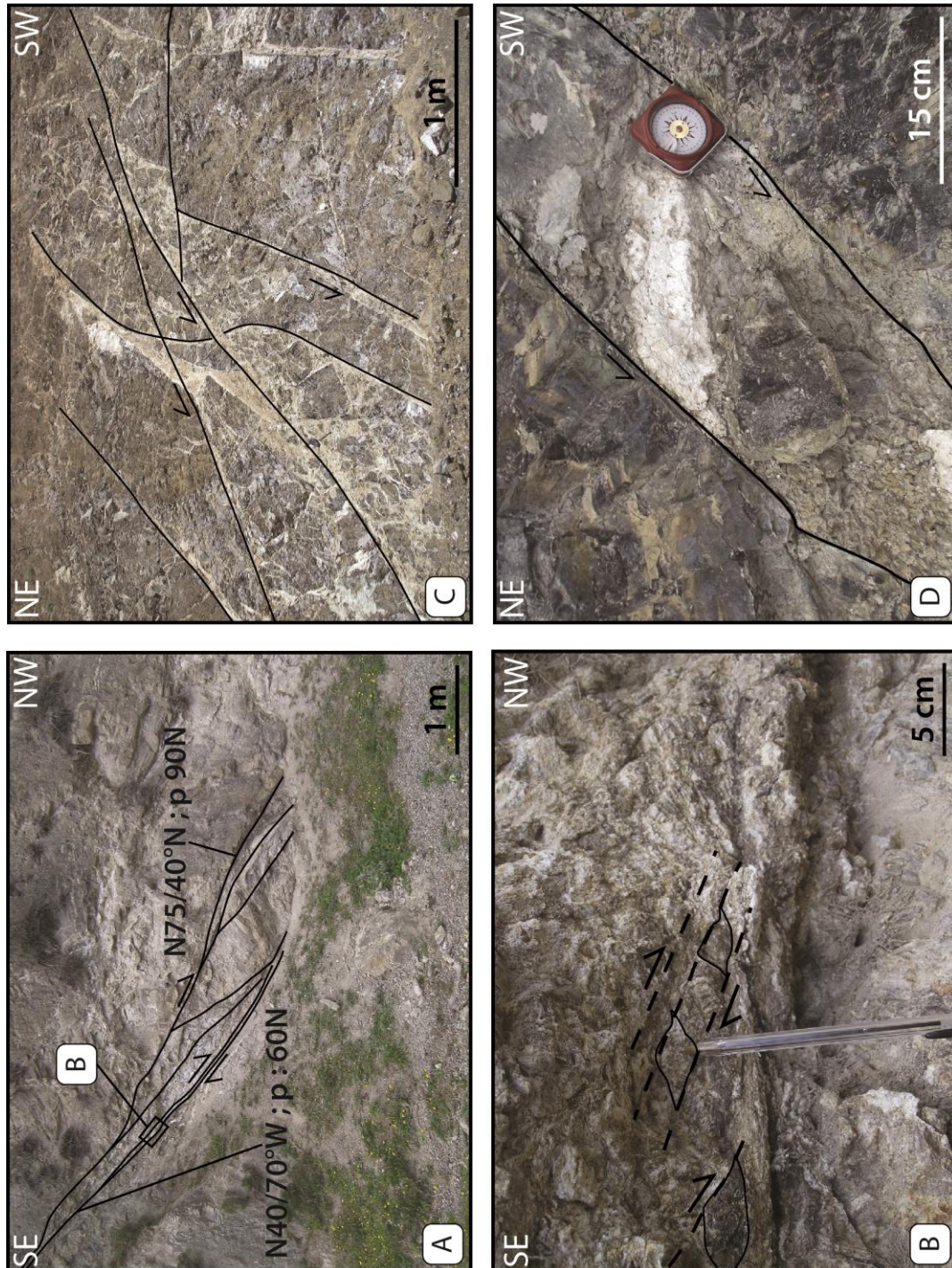


Figure 80 : A (station 3) - Réseau de failles normales en « queue de cheval », orientées N40 à N75, qui affectent les kinzigites à l'Est de Bou Ahmed. Toutes ces failles sont injectées de filons granitiques (phase D₁). B – Granite injecté dans une faille normale orientée N40 présentant des critères de cisaillement qui indiquent un jeu normal. C (station 11) – Failles normales injectées de granites au cœur du massif péridotitique (phase D₁). D (station 11) - Granite affecté par des failles normales (phase D₁ et/ou D₄).

Les granites injectés dans ces failles (**Figure 77-C ; Figure 80C-D et Figure 81**) et traversent les péridotites et les formations supérieures (granulites et gneiss de Filali). Leur mise en place est donc postérieure à l'empilement des unités. Ils ont été datés entre ~22 et 20 Ma (Rossetti et al., 2010). Ces données géochronologiques permettent d'attribuer un âge aquitanien-burdigalien inférieur au jeu normal de ces zones de cisaillement ductile injectées de granites. Le fait que ces failles normales présentent des directions orthogonales (~NE/SW et ~NW/SE) indique que l'exhumation des unités de Beni Bousera, pendant la période aquitano-burdigalienne, a été accompagnée d'une extension radiale.

2.2.1.2. Champ de déformation D_2 : serrage ~ NE/SW

Quelques failles inverses ont pu être observées sur un affleurement des séries de Filali au NW du massif de Beni Bousera (**Figure 78-station 1** et ; coordonnées GPS : N35° 22' 09,7" ; W4° 59' 30,0"). Elles sont orientées N120 à N140, ont des pendages de 20 à 40° vers le SW et présentent des stries orientées ~N200. Le jeu inverse est donc accompagné d'une légère composante décrochante. L'une d'elle déforme un filon granitique et imprime des structures sigmoïdales compatibles avec un jeu inverse (**Figure 82**).

Des failles inverses orientées ~NNW/SSE ont aussi été observées dans l'Oued Amter, au SE du massif de Beni Bousera (Rossetti et al., 2013). Le mouvement sur ces failles est compatible avec le plissement et l'écaillage de l'ensemble des unités de Beni Bousera vers le SW, ainsi qu'avec la structure du massif en anticlinal déversé vers le NE (Kornprobst, 1974).

Ces structures sont semblables à celles qui accommodent les mouvements de charriages et rétro-charriages dans la Dorsale Calcaire au Nord (Hlila et Sanz de Galdeano, 1995 ; Ben Yaïch et al., 1986 ; Raoult, 1966) et au Sud (Vitale et al., 2014a et b ; cette étude) de Tétouan. Malgré l'absence de marqueur chronologique précis, il est donc possible d'attribuer le jeu de ces failles à la phase D_2 déjà décrite à Ceuta et Oued Laou.

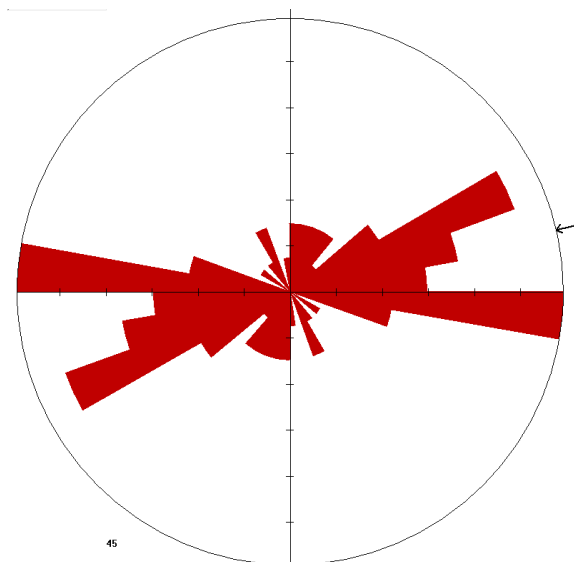


Figure 81 : Rose-diagramme représentant les orientations des failles remplies de granites dans les péridotites et granulites de Beni Bousera.



Figure 82 (station 1) : Faille inverse ~NW/SE déformant un granite (phase D₂).

2.2.1.3. Champ de déformation D₃ : serrage ~N/S

Les failles normales fragiles de direction ~E/W sont localement recoupées par des failles ~NE/SW (**Figure 84-C**). Plusieurs miroirs de failles de cette dernière direction présentent des stries horizontales avec un jeu sénestre. Les oueds majeurs qui traversent le massif passent dans des couloirs de failles de cette direction qui décalent le contact entre les péridotites et les granulites (Oued Amter, Oued Jenane En Nicht et Oued Aaraben ; **Figure 78**). Cette direction de failles est identique à la direction du faisceau de failles ~NE/SW de l'Oued Laou qui décale le contact entre les zones internes et les zones externes en jeu sénestre. Le jeu sénestre sur les accidents ~NE/SW est donc post-Burdigalien inférieur (Olivier, 1984).

Cette phase de raccourcissement peut aussi avoir fait rejouer les failles normales ~NW/SE au SE du massif décrites précédemment (champ de déformation D₁) en jeu dextre avec une composante inverse. Les granites auraient alors pris des géométries de sigmoïdes compatibles avec cette composante inverse (**Figure 78-station 14** et **Figure 77-D** ; coordonnées GPS : N35°12'00,3" ; W4°50'37,8"). Ces familles de failles décrochantes ~NE/SW et ~NW/SE sont compatibles avec un champ de déformation en compression ~N/S.

Cette phase est comparable à la phase D₃ mise en évidence à Ceuta et dans le secteur d'Oued Laou.

2.2.1.4. Champ de déformation D_4 : extension radiale

Sur les miroirs de failles ~NE/SW, les stries indiquant un jeu décrochant sénestre (phase D_3) sont parfois recoupées par une famille de stries verticales indiquant un jeu normal (phase D_4). Ce type de structures a déjà été décrit précédemment dans les secteurs de Cabo Negro et Oued Laou.

Au Nord du massif, dans l'Oued Tihissasse, les sédiments du Pliocène inférieur ont une structure en éventail et contiennent des brèches tectoniques caractéristiques des dépôts syntectoniques (Saji, 1993 ; Morel, 1988). Ces structures ont été formées par le jeu normal de la faille ~NE/SW de Bou Ahmed effondrant le compartiment Nord-Ouest par rapport au massif de Beni Bousera au SE. Les auteurs attribuent donc un âge minimum pliocène inférieur au jeu normal sur les accidents ~NE/SW.



Figure 83 (station 5) : Miroir de faille normale dans les péridotites le long de la côte.

Cette génération est parfois recoupée par des failles normales de direction ~N/S (**Figure 84-D**). Cette direction de failles est particulièrement bien marquée par l'orientation des crêtes au sein du massif (**Figure 78**), suggérant une activité plutôt récente. Au SE du massif, à l'Ouest de l'Oued Amter, une faille ~N/S sub-verticale met tardivement en contact les péridotites et les formations sus-jacentes (granulites et gneiss de Filali ; Reuber et al., 1982). Cet accident provoque l'affaissement du bloc Est par rapport au bloc Ouest. Elle ne semble cependant pas recouper la faille d'Aaraben.

Il a été mis en évidence, au Nord du massif, entre le village de Bou Ahmed et le cap Ras Aaraben, que tout un bassin versant de près de 5,5 km² est surélevé à une cinquantaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, formant ainsi une vallée perchée (**Figure 96**). De plus, l'escarpement qui interrompt le réseau de drainage paraît peu érodé. Ce type de morphologie correspond à des escarpements récents de failles normales (Nash, 2013). Sur la route qui longe ce trait de côte, il a été possible d'observer des miroirs de failles récentes et décimétriques (**Figure 83**). Ils ont été mesurés avec une direction N100-110, un pendage de 50-60°N et des stries avec un pitch de 90°, compatibles avec un jeu normal (**Figure 84-B**).

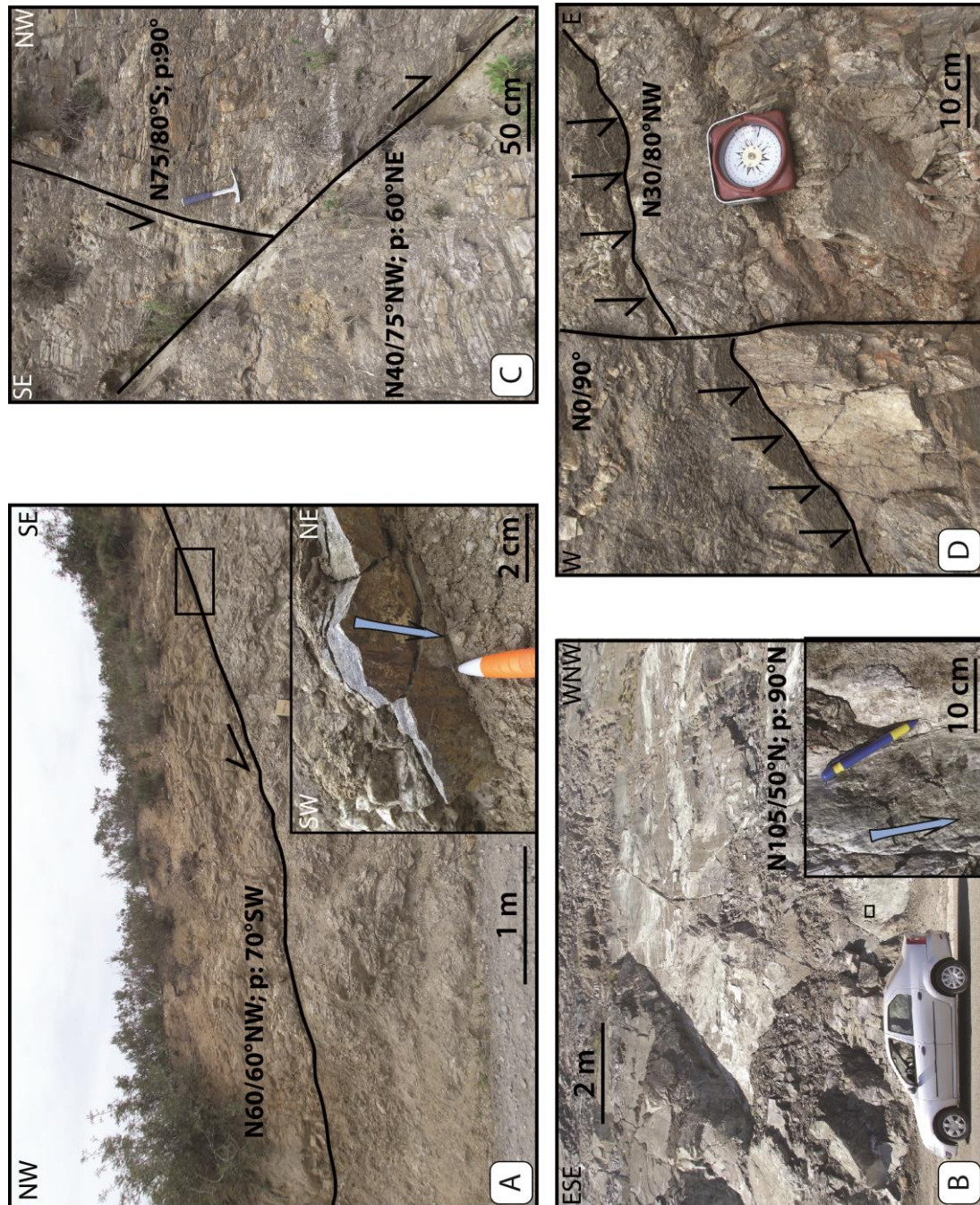


Figure 84 : A (station 8) : Faille normale fragile surimposée à une ultramylonite du faciès schiste vert et stries associées ; B (station 6) : Miroir de faille récente décimétrique provoquant le soulèvement de la vallée perchée et stries associées ; C (station 9) : Faille normale N75 recoupée par une faille normale N40 ; D (station 8) : Faille N30 recoupée par une faille normale N0.

Cette génération est parfois recoupée par des failles normales de direction ~N/S (**Figure 84-D**). Cette direction de failles est particulièrement bien marquée par l'orientation des crêtes au sein du massif (**Figure 78**), suggérant une activité plutôt récente. Au SE du massif, à l'Ouest de l'Oued Amter, une faille ~N/S sub-verticale met tardivement en contact les péridotites et les formations sus-jacentes (granulites et gneiss de Filali ; Reuber et al., 1982). Cet accident provoque l'affaissement du bloc Est par rapport au bloc Ouest. Elle ne semble cependant pas recouper la faille d'Aaraben.

Il a été mis en évidence, au Nord du massif, entre le village de Bou Ahmed et le cap Ras Aaraben, que tout un bassin versant de près de 5,5 km² est surélevé à une cinquantaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, formant ainsi une vallée perchée (**Figure 96**). De plus, l'escarpement qui interrompt le réseau de drainage paraît peu érodé. Ce type de morphologie correspond à des escarpements récents de failles normales (Nash, 2013). Sur la route qui longe ce trait de côte, il a été possible d'observer des miroirs de failles récents et décimétriques (**Figure 83**). Ils ont été mesurés avec une direction N100-110, un pendage de 50-60°N et des stries avec un pitch de 90°, compatibles avec un jeu normal (**Figure 84-B**).

2.2.2. Évolution du champ de déformation dans la zone de Beni Bousera

L'analyse structurale de ce secteur, complétée par des données sédimentologiques, morphologiques et thermochronologiques a permis de proposer l'évolution du champ de déformation suivante (**Figure 85**) :

- i) lors de l'évènement thermique aquitano-burdigalien, la mise en place des granites dans les péridotites de Beni Bousera et les formations supérieures a été accompagnées d'une phase d'extension radiale (D₁) entre 22 et 20 Ma. Les failles normales ont d'abord joué de manière ductile, pendant la mise en place des filons granitiques à relativement faible profondeur (~ 4-2 kbar ; Rossetti et al., 2013), puis ont continué à jouer dans le faciès Schistes Verts et dans le domaine fragile près de la surface après ~20 Ma . Elles ont ainsi contribué à l'exhumation de l'ensemble de ces unités. Cette phase est contemporaine de l'écaillage et de l'empilement de la Dorsale Calcaire sur le domaine externe (phase D₂ identifiée dans le secteur de l'Oued Laou). Elle pourrait être étendue jusqu'à la fin du Burdigalien inférieur (~18-17 Ma) en considérant les failles normales syn-sédimentaires décrites dans les formations de Fnidek et Sidi Abdeslam (Hlila et al., 2008 ; Serrano et al., 2007, 2006 ; Ouazani-Touhami et Chalouan, 1995) ;
- ii) quelques failles inverses ~NW/SE à vergence interne et externe ont pu être observées et sont compatibles avec la phase de déformation D₂ identifiée à Ceuta et Oued Laou. Elle est donc probablement postérieure au Burdigalien inférieur et antérieure au Pliocène ;
- iii) les failles ~NE/SW sont ensuite réactivées en jeu sénestre et les failles ~NW/SE en jeu dextre. Ces déplacements sont compatibles avec un champ de déformation décrochant avec un serrage ~N/S et une extension ~E/W (D₃). Ce régime de déformation a pu permettre le rejeu des contacts chevauchants majeurs en failles normales (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995 ; Garcia-Dueñas et al., 1992). Ces mouvements sont postérieurs au Burdigalien inférieur et antérieurs au Pliocène ;
- iv) les failles formées précédemment rejouent ensuite en failles normales (directions ~NE/SW, ~N/S et ~E/W principalement) du Pliocène inférieur à

l'actuel. Le régime de déformation durant cette période serait donc caractérisé par une extension radiale (D_4).

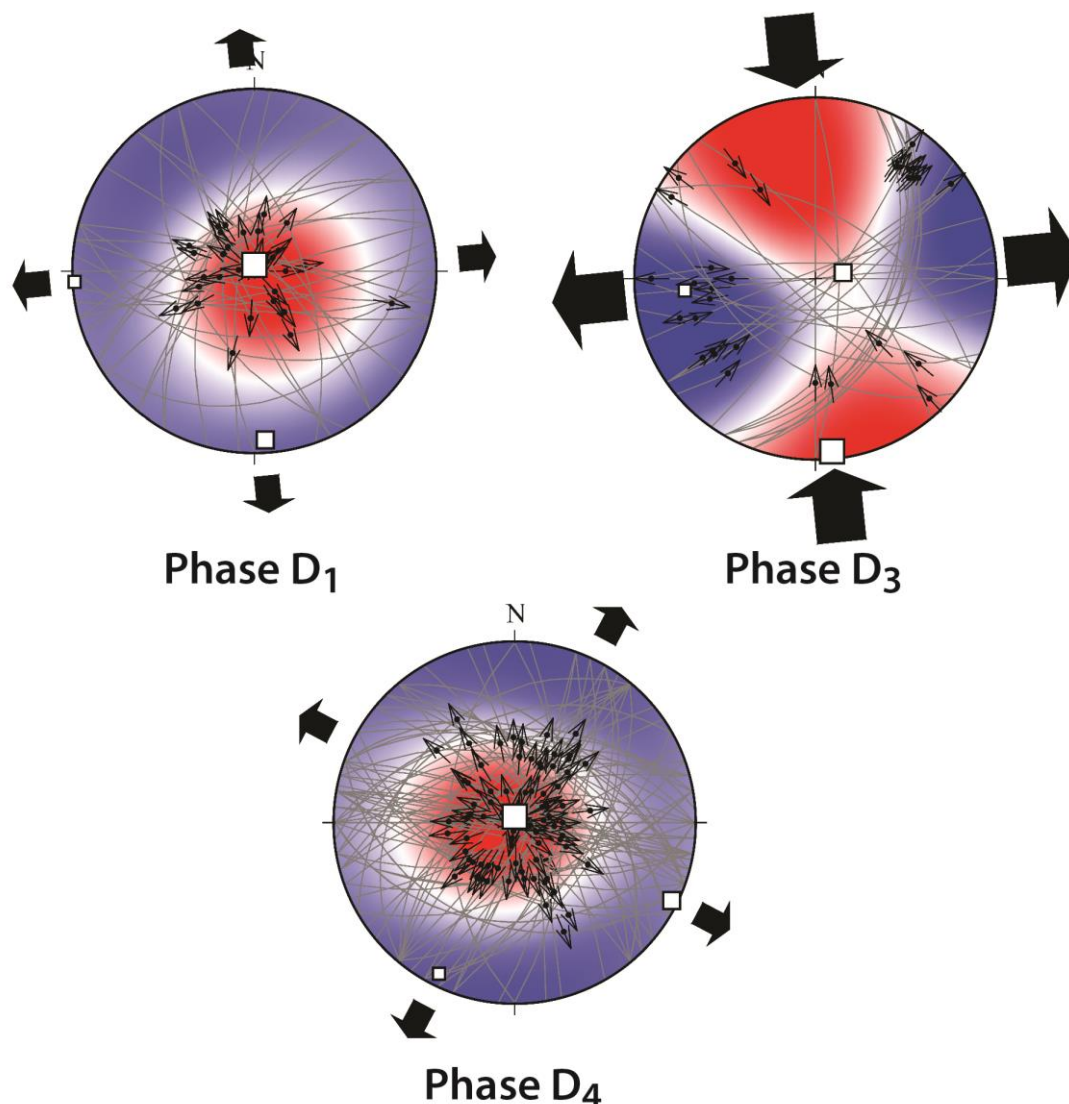


Figure 85 : Inversions de couples failles-stries des différents champs de déformation et champs de pression (en rouge) et de tension (en bleu). Les failles représentées sont celles qui ont servi à déterminer les champs P-T par la méthode des dièdres droits. Les inversions de couples failles-stries ont été réalisées grâce au logiciel T-Tecto v.3 (e.g. Žalohar et Vrabec, 2010, 2008, 2007).

Ce modèle d'évolution du champ de déformation diffère de l'interprétation des données structurales proposée par Rossetti et al. (2013) dans le secteur de l'Oued Amter. Selon ces auteurs, qui ne distinguent aucune chronologie entre les différentes familles de failles, la mise en place des granites serait contrôlée par une seule phase de compression orientée ~WNW/ESE. Cependant, l'analyse structurale présentée ici a permis de mettre en évidence la succession de trois phases tectoniques différentes dont deux en extension radiale qui ne sont pas compatibles avec une simple phase de compression.

Les données obtenues, complétées par celles disponibles dans la bibliographie, ont permis de réinterpréter la coupe du Rif interne au niveau de la vallée de l'Oued Laou proposée par Suter et al. (1980 ; **Figure 86**).

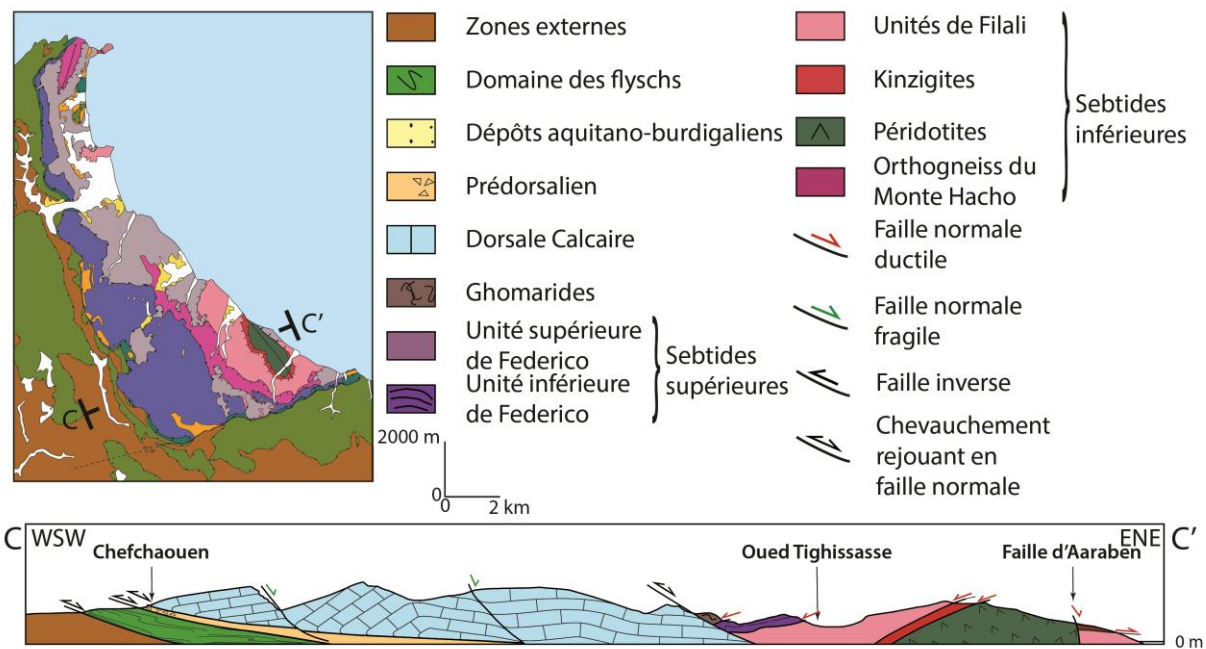


Figure 86 : Coupe ENE/WSW, parallèle à l'accident de Jebha, au niveau de Beni Bousera et de Ras Aaraben, réinterprétée à partir de celle de Suter et al. (1980). Pour la légende de la carte des zones internes, voir Figure 20.

3. MOUVEMENTS VERTICAUX NÉOGÈNES DANS LA PARTIE SUD DES ZONES INTERNES

Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis

Exhumation et surrection des zones internes de la chaîne du Rif du Miocène inférieur à l'actuel : apports de la thermochronologie basse-température et de l'étude des bassins

Article soumis à Journal of Geodynamics

A. Romagny^a, Ph. Münch^{b,*}, J.-J. Cornée^b, M. Corsini^a, A. Azdimousa^c, M.C. Melinte-Dobrinescu^d, H. Drinia^e, M. Bonno^b, N. Arnaud^b, P. Monié^b, F. Quillévéré^f, A. Ben Moussa^g

^a Laboratoire Géoazur, Université Nice-Sophia Antipolis, Nice, France

^b Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, Montpellier, France

^c Laboratoire de Géosciences Appliquées, Faculté des Sciences, Université Mohammed 1, Oujda, Morocco

^d GeoEcoMar Bucharest, 23-25 Dimitrie Onciul Street, RO-024053 Romania

^e National and Kapodistrian University of Athens, Faculty of Geology and Geoenvironment, Athens, Greece

^f Laboratoire de géologie de Lyon, Terre, Planètes et Environnement, UMR 5276, Université Lyon 1, Lyon, France

^g Département de Géologie, Université Abdelmalek Esaadi, 93003 Tetuán, Morocco

Received 30 May 2013

Received in revised form 3 January 2014

Accepted 28 January 2014

Available online 11 February 2014

Keywords: LT thermochronology, Basin analysis, Vertical motions, Rif, Morocco, Messinian Salinity Crisis

3.1. Abstract

Located on the margin of the west Alboran basin, the Gibraltar Arc (Betic-Rif mountain belt) displays post-Pliocene vertical movements evidenced by uplifted marine sedimentary basins and marine terraces. Quantification of vertical movements is an important clue to understand the origin of present-day relief generation in the Betic-Rif mountain chain together with the causes of the Messinian Salinity Crisis.

In this paper, we present the results of a pluridisciplinary study combining an analysis of low temperature thermochronology and Pliocene basins evolution to constrain the exhumation history and surface uplift of internal units of the Rif belt (Northern Morocco). The mean (U-Th)/He apatite ages obtained from 11 samples are comprised between 14.1 and 17.8 Ma and display a wide dispersion, which could be explained by a great variability of apatite chemistries in the analysed samples. No correlations between altitude and age have been found along altitudinal profile suggesting a rapid exhumation during this period.

Thermal modeling using our (U-Th)/He apatite ages and geochronological data previously obtained in the same area (40Ar/39Ar and K/Ar data on biotite, zircon and apatite fission track) allow us to propose a cooling history. The rocks suffered a rapid cooling at 60–100.C/Ma between 22.5 and 19 Ma, and then cooled to temperatures around 40.C between 19 and 18 Ma. They were re-heated at around 110.C between 18 and 15 Ma then rapidly cooled and exhumed to reach the surface temperature at around 13 Ma. Their heating could be related to a renewal in thrusting and burying of the inner zones. Between 15 and 13 Ma the cooling resumed at a rate of 50.C/Ma indicating an exhumation rate of 0.8 mm/y considering an average 40.C/km geothermal gradient. This exhumation may be linked to the extension in the Alboran Sea. Otherwise, biostratigraphic and sedimentological analysis of Pliocene basins of the internal Rif provided informations on the more recent events and vertical movements. Pliocene deposits of the Rifian coast represent the passive infilling of palaeo-rias between 5.33 and 3.8 Ma. The whole coastal area was uplifted at slow average rates (0.01–0.03 mm/y) in relation with a north-eastward tilting of 0.2–0.3° since the Lower-Pliocene. A late Pliocene to present extensional tectonics associated to uplift has been identified all along the coastal ranges of the Internal Zone of the Rif chain. This extension was coeval with the major late Pliocene to Pleistocene extensional episode of the Alboran Sea and appears to be still active nowadays. No significant late Messinian uplift was evidenced, thus calling into question the geodynamic models relating the closure of the marine gateways and the MSC to slab roll back.

3.2. Introduction

The Rif chain culminates at 2400 m on the margin of the west Alboran basin located at the westernmost tip of the western Mediterranean (**Figure 87**) in a very complex geodynamic setting (Chalouan et al., 2008 and references therein). The originality of this work is to tackle the question of vertical motions with two different approaches: the exhumation of the

magmatic and/or metamorphic basement rocks recorded by low temperature thermochronometry and the surface uplift recorded by the sedimentary basins evolution.

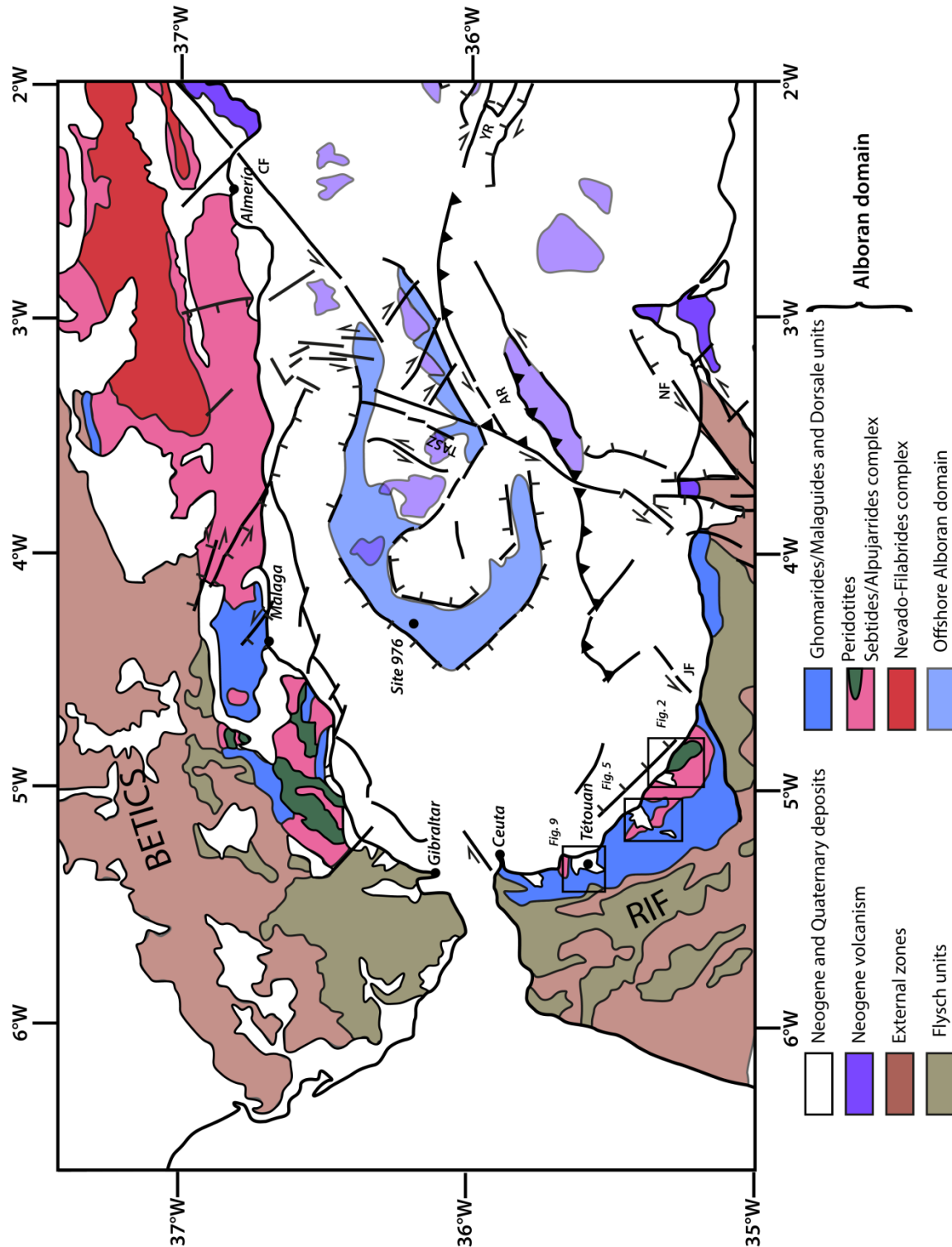


Figure 87: Structural map of the Alboran basin and Rif-Betic orogen (modified after Comas et al., 1999 and Martínez-García et al., 2011) showing the location of studied areas. AR: Alboran Ridge; CF: Carboneras Fault; JF: Jebha Fault; NF: Nekor Fault; TASZ: Trans-Alboran Shear Zone; YR: Yussuf Ridge.

Several previous works have addressed the exhumation history of the Internal Zones of the Rif chain (synthesis in Michard et al., 2006; Chalouan et al., 2008). All these papers

focused on high temperature thermochronometry (Ar/Ar; U/Pb; U-Th/Pb) and solely Azdimousa et al. (2013) presented low temperature thermochronometric data (Apatite Fission Tracks; AFT). Whatever the geochronological method used in all these previous works, no age younger than ca. 15 Ma were obtained in the Internal Rif belt and thus, only the pre-15 Ma exhumation of the Rif was constrained.

Consequently, we focus in this paper on the evolution of the relief since 15 Ma with adapted tools to constrain the latest and shallowest stage of the exhumation history: apatite (U-Th)/He (AHe) thermochronometry and late Neogene basin study. Late Neogene basins from the Internal Zone of the Rif chain were previously studied and their uplift was evidenced early (e.g., Fallot, 1937; Feinberg and Lorenz, 1970; Wildi and Wernli, 1977; Wernli, 1988; Loget and Van Den Driessche, 2006). These basins recorded a general marine to continental transition followed by an ongoing uplift during the Quaternary as exemplified by uplifted marine terraces (Meghraoui et al., 1996). We present in this study new biostratigraphic and sedimentological data and some tectonic observations on the late Neogene basins that help to constrain the vertical movements of the Internal Zone of the Rif in late Neogene times.

The quantification of vertical movements for the 0–15 Ma interval is of importance because numerous geodynamic models have been proposed to explain the present-day relief generation in the Betic-Rif mountain chain together with the causes of the Messinian Salinity Crisis (e.g., Duggen et al., 2003, 2004). This work is a first attempt to evaluate these movements.

3.3. Geological and geodynamic setting

Localized at the westernmost tip of the Alpine belt and Cenozoic Mediterranean basin, the Betic-Rif arc forms an orogenic system surrounding the Alboran Basin. Resulting of convergence between Africa and Eurasia since late Mesozoic, the complex tectonic evolution of this region is still a matter of debate.

The Betic-Rif orogenic system consists of stacked napes thrust onto the Guadalquivir and Gharb foreland basins. It is divided into four major structural domains (Chalouan et al., 2008 and references therein) from external to internal (**Figure 87**):

- i. the External Zones correspond to Triassic to Miocene formations of the African and Iberian paleomargins. There are separated, from external to internal, into Prebetic and Subbetic in the Betic part and into Prerif, Mesorif and Intrarif in the Rif part. This domain was folded and thrust during the Miocene collision and the Guadalquivir and Gharb areas became foreland basins;
- ii. the Flyschs units, located in between External and Internal zones, originated from the Ligurian-Maghrebian Ocean, which connected Central Atlantic and Alpine Oceans from Jurassic to Paleogene. There are composed of a nappe stack of predominantly turbiditic deposits. Upper formations were supplied early Miocene to late Burdigalian sediments from Internal Zone (De Capoa et al., 2007). A folding event affected these units after the late-Burdigalian and is associated with uplift-erosion in the Internal Zones probably constraining the onset of convergence (e.g., Balanyá et al., 1997; Crespo-Blanc and Campos, 2001; Vergés and Fernández, 2012);
- iii. the Internal Zones of the Rif chain is composed of high- to low-grade metamorphized Paleozoic rocks from the Alboran plate with their Permo-Triassic sedimentary cover (Sebtides and Ghomarides, respectively Alpujarrides and Malaguides in the Betic Cordillera) and of Mesozoic-Cenozoic carbonates sediments from its passive

paleomargin (Dorsale Calcaire). The HP-LT event recorded by Nevado-Filabride deep units in the south-eastern Betic Internal Zones is constrained between 48 and 23 Ma (Monié et al., 1991) with a metamorphic peak in the eclogite facies between 20 and 22 kbar and 650–700°C resultant from depths of ~60–65 km (e.g., Augier et al., 2005; López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001; Puga et al., 2000). This stage was followed by an important thermal event recorded in the whole Alpujarride-Sebtide formation resetting all the thermochronometers at 23–20 Ma (Zeck and Whitehouse, 2002; Rossetti et al., 2010).

- iv. in the innermost part of the Gibraltar arc, the Alboran basin is considered as a back-arc developed since the Miocene and controlled by the arc migration toward the West. The first part, formed at 27–25 Ma, was the Western basin floored by Alpujarride Paleozoic units with same history as the Alpujarride units outcropping in the Betics (Soto et al., 1999). The Eastern basin seems to begin to open at 12–10 Ma (Booth-Rea et al., 2007).

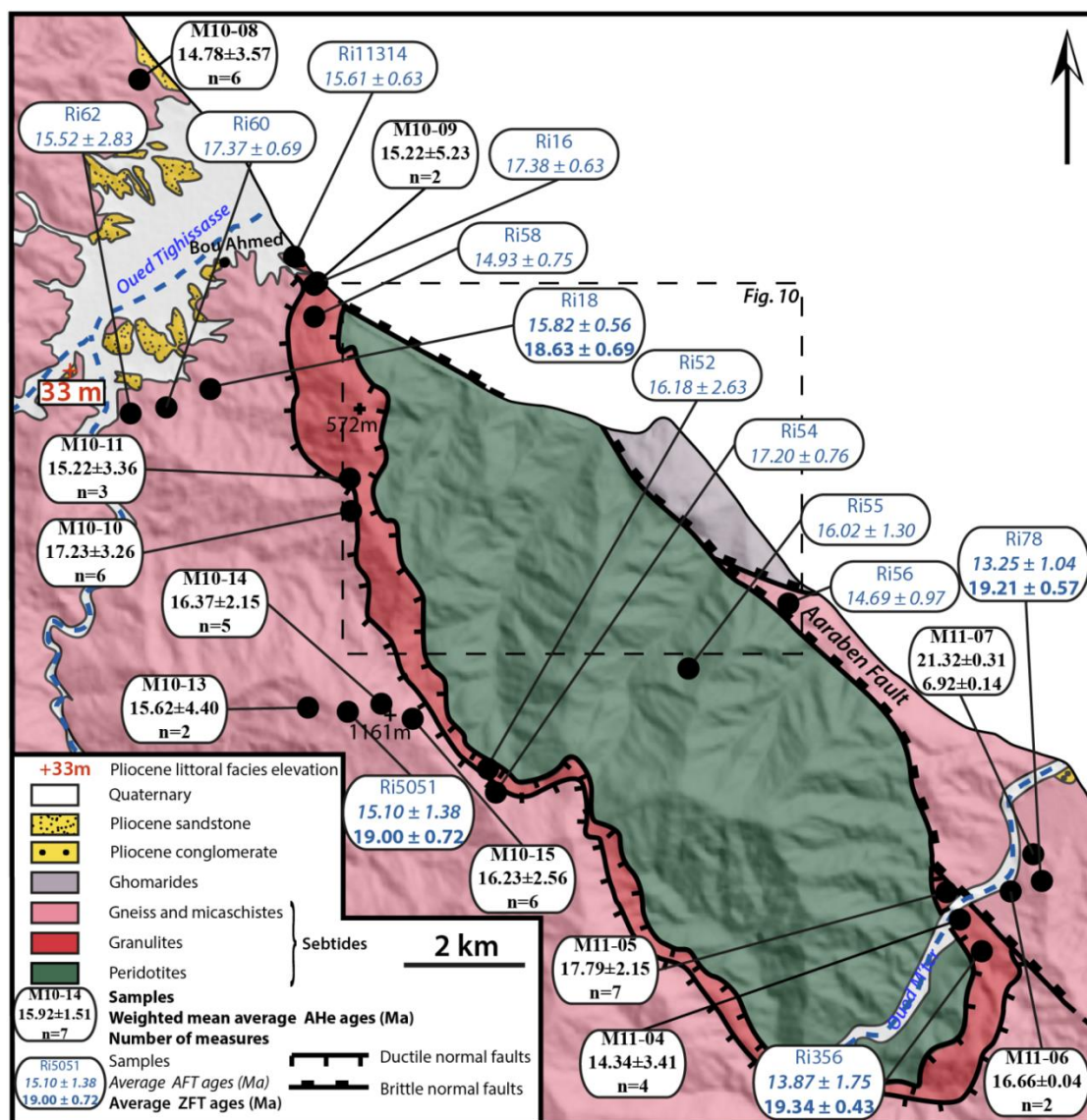


Figure 88: Geological map of the Beni Bousera massif (modified after Rif 1/50 000 geological map, Bou Ahmed sheet, Editions du Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires N.290, Rabat, Morocco, 1975). Average ZFT and AFT ages are plot in blue (Azzimousa et al., 2013) and weighted mean average AHe ages are plot in black (this study, see Table 4). Location of Figure 96 is shown.

The Ghomarides complex shows Paleozoic metasediments recording a very low- to low-grade metamorphism overlain by Permo-Triassic to Eocene sediments. The Sebtides units composed of Palaeozoic to Triassic metasediments are subdivided in Lower units (Monte Hacho unit overlain by Beni Bousera and Filali units) affected by a Barrovian metamorphism and Upper units (Federico units) recording a medium- to high-grade metamorphism corresponding to an early Alpine subduction (Negro et al., 2006 and references therein). Located in Lower Sebtides formations, the Beni Bousera massif (**Figure 88**) consists of serpentinite overlain by granulites, gneiss and micaschists of the Filali units (Kornprobst, 1974; Saddiqi et al., 1988). All units are folded and the Beni Bousera massif displays a ~NW/SE oriented antiform (e.g., Reuber et al., 1982; Michard et al., 1997; El Atrassi et al., 2011). The south-western part of the massif is marked by a mylonitic zone separating mantle and crustal units, whereas the north-eastern part is affected by a colder brittle–ductile normal fault sub-parallel to the coast (Afiri et al., 2011).

The Rif Internal zones are composed of allochthonous stacked units (Chalouan et al., 2008) from top to bottom: the Dorsale Calcaire, the Ghomarides and the Sebtides units. The Dorsale Calcaire unit is made of Triassic to Miocene carbonates unmetamorphized deposits.

Concerning the metamorphic evolution of the Lower Internal units:

- i. the Beni Bousera peridotites were subjected to a sub-adiabatic decompression from ca. 22 to 12 ± 3 kbar (Polvé, 1983; Blichert-Toft et al., 1999);
- ii. in the overlying granulites, the initial syn-kinematic metamorphic conditions estimated at 9–13 kbar and 800–850°C were followed by cooling and decompression at 4–5 kbar and 650–750°C (Michard et al., 1997, 2006; Bouybaouène et al., 1998; El Maz and Guiraud, 2001);
- iii. the Filali units were subjected to HT-LP metamorphism corresponding to decompression from 9 kbar, 750°C to 3–4 kbar, 650–750°C in the gneiss and from 6 kbar, 650°C to 3 kbar, 550°C in the overlying micaschists (El Maz and Guiraud, 2001; Afiri et al., 2011). Cooling ages in these units are estimated between 25 and 20 Ma (Polvé, 1983; Blichert-Toft et al., 1999; Montel et al., 2001; Michard et al., 2006; Rossetti et al., 2010);
- iv. in the Upper Internal units (Federico and Beni Mzala units) HP-LT metamorphism is constrained at almost 550°C and 16 kbar and cooling ages are estimated between 20 and 27 Ma (Michard et al., 1983, 2006; Saddiqi, 1995; Janots et al., 2006).

Apatite and zircon fission tracks have been carried out in the Beni Bousera area and showed that all these units may have been exhumed slightly later than the corresponding ones in the Betics (Azdimousa et al., 2013).

Few Pliocene sedimentary deposits are discordant onto the units of Internal Zones, forming from West to East: the Tetouan-Martil, Oued Laou-Tirinese, Oued Tihissasse and Oued Amter basins (**Figure 87**). Since the works of Wildi and Wernli (1977) and Wernli (1988), they are interpreted as early Pliocene rias emplaced in Messinian canyons which resulted in the erosion of the margins of the Mediterranean Sea during a dramatic sea-level drop (Messinian Salinity Crisis, Hsü et al., 1973). However, a tectonic origin for these basins has also been proposed (Morel, 1988; Benmakhlouf and Chalouan, 1995; Saji and Chalouan, 1995). All of these offshore deposits are now at elevations comprised between 0 and 500 m above the sea level and testify important post-Pliocene vertical movements. Quaternary to present rivers (“oueds”) then settled within these uplifted Pliocene basins. The Messinian drainage network of the coastal ranges of the Rif chain was probably similar to the present

one (Loget and Van Den Driessche, 2006) or even less developed as proposed by Wildi and Wernli (1977) for the Oued Laou.

Resulting of convergence between Africa and Eurasia, the complex tectonic evolution of the Rif chain since the Oligocene is still a matter of debate. The main mechanism driving Neogene geodynamics in this region was related either to subduction followed by slab rollback (e.g., Lonergan and White, 1997; Spakman and Wortel, 2004; Faccenna et al., 2004; Diaz et al., 2010; Bokelmann et al., 2011) or to delamination of thickened lithosphere (e.g., Platt and Vissers, 1989; Docherty and Banda, 1995; Calvert et al., 2000).

Moreover, Duggen et al. (2003) attributed the subsidence of the Alboran Sea and the uplift of its margins to the westward rollback and steepening of the Gibraltar slab. In this context, an asthenospheric upwelling during late Miocene should have been responsible for the uplift that triggered the closure of marine gateways connecting the Mediterranean Sea to the Atlantic Ocean, and thereby the Messinian Salinity Crisis (MSC; Duggen et al., 2003, 2004). The westward migration of uplift may have also allowed a new marine gateway to open at the Strait of Gibraltar (Duggen et al., 2003).

Differently, Govers et al. (2009) proposed that slab sinking may have produced dynamic lowering of the region above the slab and thus may have renewed the connections with the ocean. On the other hand, it has also been proposed that the South Rifian corridor, which was the last open marine gateway before the MSC, progressively emerged between 7.1 and 6.0 Ma as the result of either uplift attributed to tectonic deformation associated to the Rifian orogen (Krijgsman et al., 1999a,b) or of large-scale, mantle-driven uplift of the northern Atlas (Babault et al., 2008). Indeed a lithospheric thinning has been evidenced beneath the Atlas in relation with a baby plume (Missenard et al., 2006) or small-scale convection cells (Fullea Urchulategui et al., 2010).

3.4. Materials and methods

3.4.1. AHe thermochronometry

Eleven bedrock samples were recovered within granulites, gneisses and micaschists from the Sebdites units overlying the Beni Bousera peridotite massif. Seven samples were recovered at the western border of the massif in the vicinity of the Oued Tighissasse and along an altitudinal profile between 2 and 1135 m (**Figure 88**). Four more samples were recovered at the eastern border of the massif along the Oued M'Ter at altitudes less than 120 m (**Figure 88**).

To extract apatite grains, about 3 kg of rock samples were crushed and then sieved. The 100–200 and 200–300 μm size fractions were then treated using classical magnetic separation and heavy liquids techniques. The selection of individual grains of apatite was then achieved under a binocular microscope (100 \times) equipped with crossed polarized light. The selection of apatite grains was particularly difficult because of a large amount of sillimanite in the density fraction larger than 3.2. High quality apatite grains, lacking inclusions and cracks, were selected for (U-Th)/He dating. At last, these high quality apatite grains were analysed with a low vacuum Scanning Electron Microscopy (SEM) equipped with an Energy Dispersive X-ray analysis (EDAX) in order to check their chemistry, to precisely measure grain dimensions and finally to detect very fine grained inclusions too small to be detected optically.

For U-Th/He dating, apatite single grains were sealed in platinum aliquote. In order to extract He, aliquotes were heated at ~850°C for 20 min with a 1090 nm fiber laser operating at 20 W. Gas purification was achieved with a cryogenic trap and two SAESAP-10-N getters and helium was measured with a Quadrupole PrismaPlus QMG 220. The helium contents were measured by the peak height method using a ^3He spike and are 10–100× superior to typical blank levels. After helium extraction, aliquotes were retrieved for U and Th measurements. Apatite grains were dissolved in 220 ml of doubly spiked (^{230}U , ^{235}Th) HNO_3 13 N at 120°C for 2 h. ^{238}U and ^{232}Th were measured by using isotope dilution ICP-MS.

Errors reported for each age determination represent two standard deviations of replicate analyses (**Table 4**) and exceed analytical precision determined at ~5%. Thus, quoted errors reflect both sample heterogeneity and analytical procedure. AHe ages were calculated and corrected for α emission following the procedure of Gautheron et al. (2009). Durango apatite replicates were analysed each 3 analysed samples. During the course of this study, we obtained an age of 31.2 ± 2.4 Ma (2σ) for the Durango apatite standard. This is in good agreement with the Durango AHe age of 31.13 ± 1.01 Ma reported by McDowell et al. (2005).

We performed modeling of thermal histories with QTQt software (Gallagher et al., 2009) using AHe data (this study) together with the only one AFT age suitable for modeling (track length data were not available for other samples for which AFT age was calculated or presented a disturbed fission track distribution; Azdimousa et al., 2013). For AHe data, we used the Gautheron et al. (2009) radiation damage model. Cooling histories from the AFT data was determined according to the Ketcham et al. (2007) annealing model. QTQt software allows reconstructing both cooling histories from AFT and AHe data from the same sample but also cooling histories from different samples along a vertical profile. Modeled thermal histories are mainly valid within the AFT partial annealing zone (PAZ) temperature range and within the AHe partial retention zone (PRZ) temperature range, i.e. between $110 \pm 10^\circ\text{C}$ and 60°C (Green et al., 1989) and between 80 and 40°C (Wolf et al., 1998), respectively. However, the temperature ranges for AHe PRZ and apatite PAZ can change in relation with some chemical composition variations of apatite.

3.4.2. Biostratigraphy

Loose sediment samples were collected in the four Pliocene basins (**Figure 87**) but suitable facies for the preservation of microfossils occurred only in the Tetouan-Martil and Oued Laou-Tirinese basins. 28 samples from these two basins were studied for calcareous plankton biostratigraphic analysis.

For planktonic foraminiferal stratigraphy, samples were washed over a $65\ \mu\text{m}$ screen. The residue was dried sieved and the size fractions coarser than $150\ \mu\text{m}$ were used for further investigations. Specimens were picked under a Wild Heerbrugg binocular microscope and identified following the taxonomic concepts and nomenclature of Kennett and Srinivasan (1983). For calcareous plankton analyses, standard smear slides were prepared from the samples. Analyses were performed with a light polarizing Nikon 23 microscope at $1600\times$ magnification. Biostratigraphic ages are based on Wade et al. (2011) for planktonic foraminifera and Raffi et al. (2006) for calcareous nannoplankton.

3.4.3. Estimation of uplift amounts and rates

Uplift amounts and rates can be estimated using the present-day altitude of well-dated sedimentary deposits indicative of palaeo-shoreline positions. In this work, we followed the method described in Braga et al. (2003). We used beach rocks, marine to continental transition and marine planation surfaces as markers of palaeo-shorelines. We also used temperate calcirudites as markers of coastal to inner platform environments. Their uplift has been estimated by using present-day altitudes and absolute palaeo-sea levels at the time of their formation issued from recent works (Miller et al., 2011). The age of selected rocks was constrained with the new biostratigraphic data from this work.

3.5. Results

3.5.1. Low-temperature thermochronometry

The U-Th/He results presented here are the first ones for the whole Sebti/Alpujarride units of the Betic-Rif orogen and allow proposing a thermal history for the last 15 Ma. On the whole, 45 apatite single crystals were dated (30 from the western segment and 15 from the eastern segment). In most samples, AHe ages have been found to vary significantly. The observed important variability in AHe ages appears to be mainly the result of samples heterogeneity. This is supported by the good reproducibility of AHe ages of the Durango apatite during the course of this work. This heterogeneity may be related to anisotropic helium diffusion at the rock scale (Reiners and Farley, 1999; Farley, 2000) that may be peculiarly effective within metamorphic rocks. This heterogeneity was clearly evidenced because we performed only single grain AHe ages and our results highlight the difficulty to interpret multi-grains analyses in such a case. The youngest AHe ages we obtained correspond to apatite with lowest uranium contents (**Table 4** and **Figure 89**). Shuster et al. (2006) and Green and Duddy (2006) showed that uranium effective concentration ([eU]) in apatites influence the (U-Th)/He system closure temperature, and that the temperature of the upper boundary of the PRZ can reach ~30°C for uranium-poor apatites([eU] < 5 ppm).

This could explain the correlation between AHe ages and [eU] in our samples (**Figure 89**). However, we did not evidence any correlation between the AHe ages and the crystals size as proposed by Farley (2002). Some other AHe ages have been found to be older than AFT mean ages. This could be related to He implantation from U- and/or Th-rich neighbouring phase within rocks.

However, numerous recent works (e.g., Shuster et al., 2006; Green and Duddy, 2006; Flowers et al., 2007; Flowers, 2009; Gautheron et al., 2009; Spiegel et al., 2009) also showed that the density of damages induced by natural fission tracks, which is related to the uranium concentration, could increase helium retention into the mineral. Consequently, apatite with high [eU] could yield AHe ages older than AFT ones. In such a case, mean AHe age of samples can be compared. The mean AHe age of each sample vary in the same order of magnitude, i.e. between 14.8 and 17.2 Ma and between 14.1 and 17.8 Ma for the western segment and for the eastern segment, respectively.

Samples	Elevation (m)	U238 (ppm)	Th232 (ppm)	U/Th	He4 (nmol/g)	[eU] (ppm)	Length (μm)	Radius (μm)	Calculated ages (Ma)	Ft	Corrected ages (Ma)	Weighted mean ages (Ma) ⁽¹⁾
WESTERN PART												
M-10-08	2	58.00	4.74	12.23	3.91	59.12	244.90	104.08	12.26	0.857	14.31	14.78 ± 3.57
		41.11	4.09	10.04	1.76	42.07	277.31	88.24	7.77	0.877	8.86	
		66.22	2.91	22.77	6.04	66.90	267.57	99.32	16.74	0.890	18.81	
		71.98	17.18	4.19	6.69	76.02	245.90	65.57	16.31	0.835	19.53	
		18.36	3.85	4.77	1.58	19.27	183.00	73.00	15.19	0.904	16.80	
		47.32	3.35	14.12	3.52	69.67	108.00	36.00	13.56	0.832	16.30	
M-10-09	3	53.47	4.41	12.13	2.86	5.45	150.28	52.90	9.72	0.734	13.24	15.22 ± 5.23
		2.07	2.06	1.01	0.28	2.55	150.30	52.90	15.27	0.741	20.61	
M-10-11	515	6.76	2.56	2.64	0.58	7.36	218.18	75.00	14.66	0.856	17.13	15.22 ± 3.36
		1.97	4.48	0.44	0.14	3.02	149.00	69.50	8.70	0.894	9.73	
		6.22	1.96	3.18	0.45	6.68	217.00	67.00	12.39	0.799	15.51	
M-10-10	602	124.05	13.84	8.97	9.01	127.30	216.00	90.00	13.12	0.921	14.25	17.23 ± 3.26
		134.06	9.32	14.38	7.66	136.25	289.29	85.71	10.43	0.923	11.30	
		137.63	28.81	4.78	14.63	144.40	217.50	105.00	18.77	0.929	20.20	
		15.85	2.10	7.56	1.53	16.34	199.00	81.00	17.33	0.913	18.98	
		7.91	0.75	10.61	0.78	0.81	453.49	143.60	17.91	0.904	19.81	
		25.28	6.32	4.00	2.70	2.68	396.71	133.51	18.67	0.899	20.77	
M-10-14	875	89.32	3.37	26.51	6.43	90.11	212.50	103.13	13.24	0.928	14.27	16.37 ± 2.15
		85.74	1.78	48.10	7.58	86.16	252.10	119.75	16.32	0.939	17.38	
		129.82	3.99	32.56	10.70	130.76	236.17	70.21	15.17	0.845	17.95	
		53.50	0.76	70.71	4.05	53.68	262.50	112.50	13.99	0.936	14.95	
		10.87	4.12	2.64	0.77	11.84	200.00	67.50	12.13	0.796	15.24	
M-10-15	915	51.87	6.68	7.76	3.85	53.44	200.00	67.65	13.36	0.840	15.90	16.23 ± 2.56
		12.70	3.50	3.62	0.72	13.52	170.17	63.03	9.81	0.829	11.83	
		16.87	4.14	4.08	1.44	17.84	223.53	105.88	14.91	0.931	16.02	
		5.62	2.15	2.61	0.37	6.12	204.00	90.00	11.29	0.920	12.27	
		86.02	20.21	4.26	8.25	90.77	141.18	58.82	16.83	0.879	19.15	
		31.02	9.99	3.11	2.83	33.37	187.00	73.50	15.69	0.905	17.34	
M-10-13	1135	110.36	5.20	21.22	7.08	111.59	130.00	55.50	11.77	0.971	12.12	15.62 ± 4.40
		77.08	3.50	22.04	5.40	77.90	196.00	62.50	12.85	0.784	16.39	
EASTERN PART												
M-11-07	20	164.39	7.67	21.44	17.27	166.19	221.30	69.00	19.25	0.903	21.32	
		4.19	4.40	0.95	0.18	5.22	221.30	85.30	6.36	0.919	6.92	
M-11-06	40	217.63	3.78	57.65	17.68	218.51	182.90	71.65	15.00	0.902	16.63	16.66 ± 0.04
		118.21	3.31	35.69	8.55	118.99	188.90	69.70	13.32	0.798	16.69	
M-11-05	50	60.44	6.08	9.94	4.65	61.87	177.10	81.95	13.92	0.911	15.28	17.79 ± 2.15
		164.01	2.78	58.89	17.02	164.66	190.20	88.10	19.16	0.917	20.89	
		78.15	4.23	18.46	6.79	79.14	186.90	74.05	15.92	0.807	19.73	
		119.91	1.84	65.16	11.23	12.03	341.91	132.76	17.30	0.887	19.50	
		171.10	1.43	120.04	12.89	17.14	366.77	107.31	13.95	0.870	16.03	
		91.68	0.78	118.17	7.75	9.19	400.52	132.58	15.64	0.891	17.55	
M-11-04	110	4.98	0.04	117.25	0.43	4.99	313.31	131.46	15.82	0.905	17.48	14.34 ± 3.41
		146.54	6.55	22.36	11.19	148.08	162.30	50.45	14.02	0.869	16.13	
		170.76	76.95	2.22	8.74	188.84	115.70	36.20	8.58	0.817	10.50	
		96.28	0.87	110.19	8.92	96.49	269.60	111.65	17.14	0.936	18.31	
		57.84	2.38	24.35	4.80	58.40	184.90	76.00	15.24	0.908	16.78	

Table 4 : Apatite (U-Th)/He data from Beni Bousera area, southeastern Internal Zone of the Rif chain. [eU]=[U238]+0.235[Th232] in ppm. Ft were calculated using Qt_FT software for realistic crystal shapes (Gautheron et al., 2009; Gautheron and Tassan-Got, 2010).

Along the western altitudinal profile, individual AHe ages vary from 8.86 to 20.77 Ma and do not display any correlation with elevation (**Figure 89**). This lack of correlation may support a rapid exhumation (Spotila, 2005) and is concordant with the corresponding AFT data (Azdimousa et al., 2013). The sample M-10-09 yielded a mean AHe age of 15.2 Ma that is slightly younger than the corresponding AFT age of 17.38 ± 0.63 (sample Ri-16 in Azdimousa et al., 2013) and allows calculating a cooling rate comprised between $9.1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ to $22.7^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ for the corresponding period. However, this can be considered as a minimum value because the thirteen AFT ages performed in the Sebti around the Beni Bousera massif did not show any altitudinal variation and yielded an average of 15.70 ± 1.25 Ma (Azdimousa et al., 2013). Along the eastern border of the Beni Bousera massif, individual AHe ages vary between 6.92 and 21.32 Ma and mean AHe ages are all older than the corresponding AFT age of 13.25 ± 1.04 Ma (sample Ri-78 in Azdimousa et al., 2013).

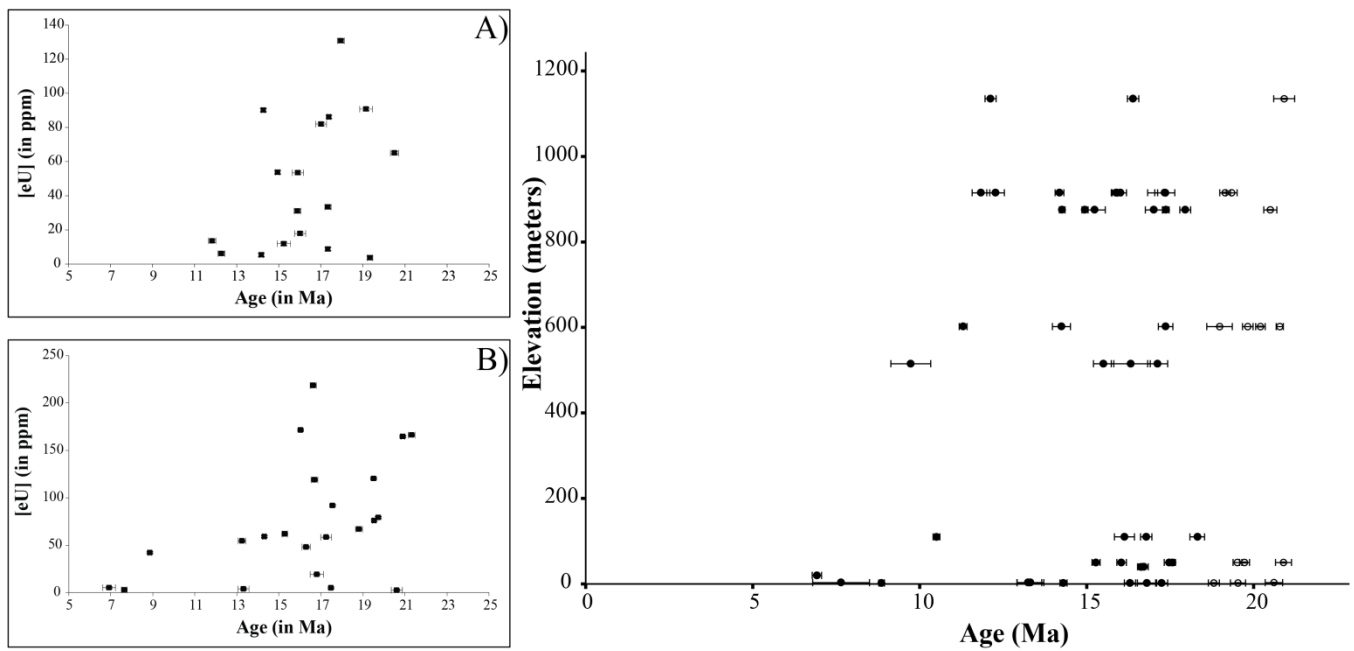


Figure 89: (U-Th)/He ages of the Beni Bousera area plotted vs. elevation. Empty circles are ages older than AFT ages and full circles are data younger than AFT ages (Azdimousa et al., 2013). (A) and (B) are AHe ages plotted vs. [eU] for samples between 0 and 20 m above the sea-level (A) and for samples between 875 and 915 m above the sea-level (B).

3.5.2. Thermal modeling

Thermal modeling provides a more detailed temperature–time history for the samples and allows taking into account individual AHe ages rather than mean AHe. Thus we used the AFT data of the sample Ri-16 of Azdimousa et al. (2013) for which track length data were available together (Figure 90-A) with new AHe ages from samples in its vicinity (samples M-10-08 and M-10-09) to propose a cooling history of Sebti units (**Figure 90-B**). Our study of Pliocene basins indicates that oldest sediments resting directly on metamorphic rocks from the basement are dated between 5.33 and 5.04 Ma (cf. Section 4.2). This data was used as a temperature–time constraint for the modeling (gray box in **Figure 90-B**). Moreover, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar data on biotite (Michard et al., 2006) and Zircon fission track ages (Azdimousa et al., 2013) are also available in the same area and have been also used as temperature–time constraints for the modeling (**Figure 90-C**).

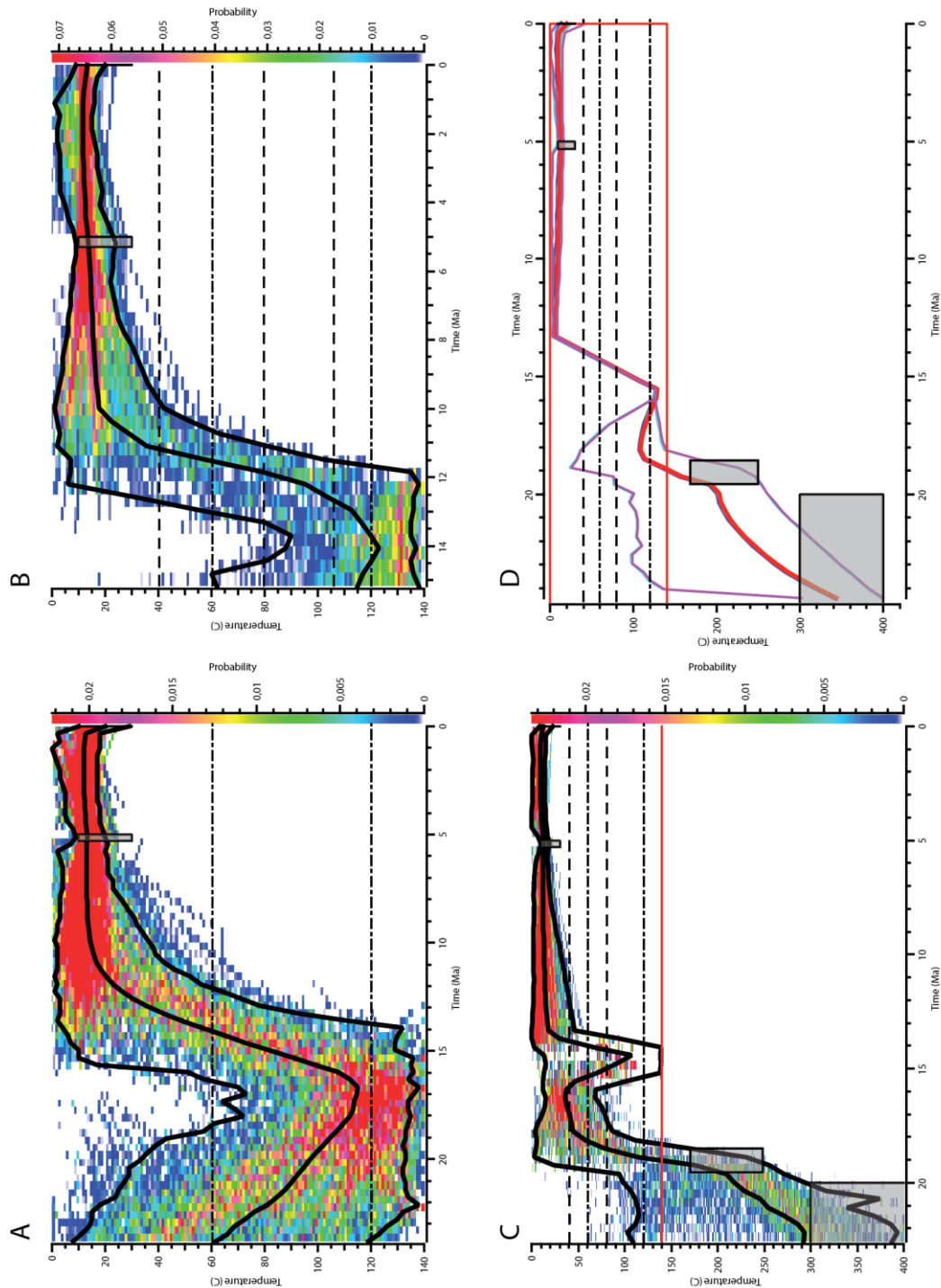


Figure 90: Thermal modeling of apatite fission track data using the QTQt software (Gallagher et al., 2009). Graphs show in (A) the probability of the cooling path for Ri-16 AFT (Azdimoussa et al., 2013) only and in (B) and (C) the probability of the cooling path for Ri-16 AFT together M-10-08 and M-10-09 AHe ages (this work). The continuous black lines are the lower and upper limits of the 2 σ confidence interval and the best-fit model. The gray-shaded rectangle correspond to the constraints applied to the model by the age of oldest Neogene sediments resting upon the Sebtide units (A–D; this work), the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on biotite (C and D; Michard et al., 2006) and the ZFT ages (C and D; Azdimoussa et al., 2013). The horizontal dotted lines indicate the limits of the PAZ and the dashed-dotted lines the limits of the PRZ. Graph (C) shows the thermal history for Ri-16 AFT together with the 7 AHe ages along the altitudinal profile (Figure 88). It is represented as the average of all the models sampled. Blue and red lines (merged) represent the uppermost and lowermost sample thermal history, respectively. 95% credible intervals are drawn in magenta. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article).

Since 22.5 Ma, the rocks first cooled down rapidly at 60–100°C/Ma. They entered the PAZ during the Burdigalian between 20 and 18 Ma and cooled to temperatures corresponding to the upper part of the PRZ (~40°C). The rocks were then slightly re-heated to temperatures corresponding to the lower part of the PAZ (~110°C) at around 15 Ma. At last, they were exhumed rapidly and reached surface temperatures at 13 Ma. Since that period, they were not re-heated and remained at surface temperatures even after Pliocene deposition, in accordance with the low thickness of these deposits even in present-day lowest altitude areas (200 m at maximum).

A second model was calculated with track length data of sample Ri-16 (Azdimousa et al., 2013) and this time with all individual AHe data from the altitudinal profile along the western border of the Beni Bousera massif (**Figure 90-D**). This calculation corresponds to the assumption that the samples can be treated as an 1100 m vertical profile. However, this assumption does not take into account the influence of the topography on the isotherms and the model has to be taken with caution. The 7 individual models are merged in accordance with the observed lack of age/elevation correlation (**Figure 89**). The obtained thermal history shows a two steps cooling history separated by a slight re-heating episode or a stability episode near the base of the PAZ between 18 and 15 Ma (**Figure 90-D**). This model is in accordance with those calculated for the sample M-10-09.

3.5.3. Pliocene basins

We present here new sedimentological and biostratigraphical studies of Pliocene basins that occur as narrow troughs along the Mediterranean coast of the Internal Zone of the Rif chain. We also present some new tectonic observations that allow discussing the tectonic setting of these basins. In this work, we focus mainly on two basins for which we obtained biostratigraphic datings of uplifted sedimentary palaeo-shoreline markers.

3.5.3.1. The Oued Laou palaeo-ria

The Oued Laou palaeo-ria extended 20 km inland and is composed of two connected basins: to the South, the Tirinense basin and to the North the Oued Laou basin (**Figure 91**). The Tirinense basin is a rectangular, NE-SW trending narrow depression, 1.5 km wide and 5 km long (**Figure 91** and **Figure 92**). It is connected to the Oued Laou subbasin by a North-South trending, 0.5 km wide, palaeo-valley. The Oued Laou basin is NE-SW trending. It is 2 km wide to the SW, at the mouth of the Tirinense basin, and widens to 6.5 km along the Mediterranean coastline. Fallot (1937) first proposed that the infilling of the palaeo-ria may be Pliocene in age. Since this work, the only biostratigraphic works (planktonic foraminifera) are those of Feinberg and

Lorenz (1970) and Wildi and Wernli (1977). These authors locally dated clayey marls as early Pliocene in boreholes and in outcrops from the Oued Laou basin.

The vertical sedimentary succession that we recognized through the whole palaeo-ria is rather similar to that established by Wildi and Wernli (1977). From base to top are:

1. Fluvatile conglomerates (20 m thick) with diversified, basement-derived pebbles and matrix-supported gravel interbeds. Pebbles can locally reach 1.5 m in diameter. In the upper part of these deposits, rare borings and oysters indicate the vicinity of the shoreline. These conglomerates crop out at the southern tip of the Tirinense basin (Figs. 5 and 6A). At locality RIF-7 and 8, conglomerates are abruptly and conformably overlain by a ten of meters of dark

clays which revealed, since their base, rare and poorly preserved planktonic foraminifera and abundant calcareous nannofossils among which is *Ceratolithus acutus* (Highest Occurrence, HO: 5.32 Ma and Lowest Occurrence, LO: 5.04 Ma) that points to NN12 and CN10b Zones of Martini (1971) and Okada and Bukry (1980) respectively.

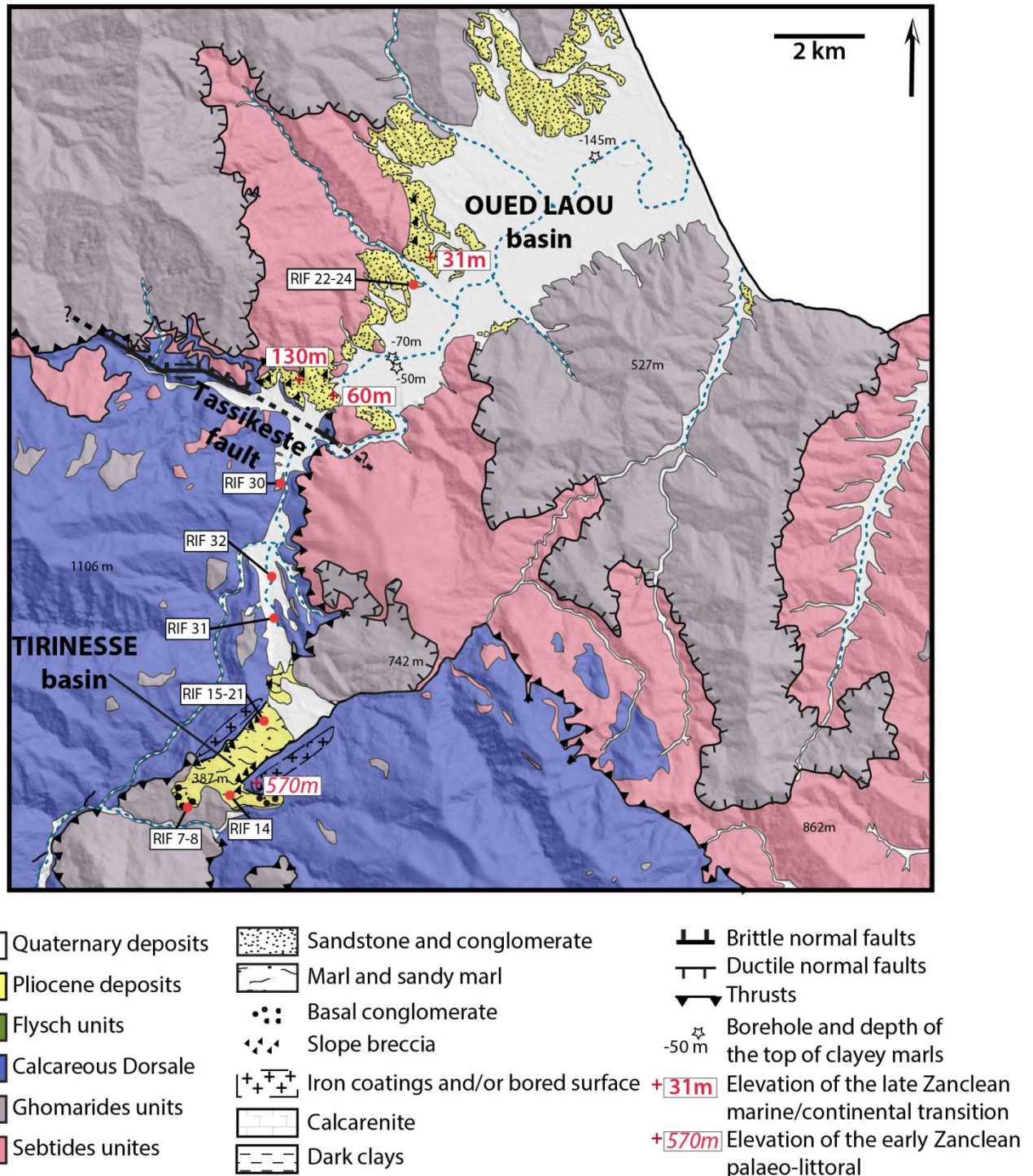


Figure 91: Geological map of the Oued Laou area (modified after Rif 1/50 000 geological map, Talembote sheet, Editions du Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires N.289, Rabat, Morocco, 1975) showing the Oued Laou and Tirinasse Pliocene basins and principal geological structures. Red dots are samples used for biostratigraphic studies. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

2. Clayey marls to fine-grained sandstones with rare dark clayey marls interbeds (>100 m thick). Silty marls to fine-grained sandstones outcrop in the Tirinense basin (Tirinense gray sands Formation of Wildi and Wernli, 1977). We found them locally organized as turbiditic sequences. Marly interbeds RIF-15 and RIF-16 provided nannofossils including *C. acutus*. Samples RIF-16 and RIF-21 provided planktonic foraminiferal assemblages with *Globoturborotalia nepenthes* (Last Appearance Datum, LAD: 4.37 Ma) and rare and juvenile *Globorotalia margaritae* (First Common Occurrence, FCO: 5.08 Ma), pointing to the PL1 Zone of Berggren et al. (1995). To the North, in the N-S trending valley between the two basins, patchy outcrops of similar clayey marls occur in the vicinity of the basement (samples RIF-30 to 32). They provided calcareous nannofossils, among which *Reticulofenestra pseudumbilicus* (HO: 3.8 Ma) and *Sphenolithus abies* (HO: 3.65 Ma), indicative of a Late Miocene to Early Pliocene age. Finally, in the Oued Laou basin, clayey marls known as the Tassefete marls Formation were previously dated from Early Pliocene (Wildi and Wernli, 1977; Feinberg and Lorenz, 1970). Thus, our results demonstrate that the Tirinense gray sands Formation and the Tassefete marls Formation are coeval deposits, as suggested by Wildi and Wernli (1977). In these deposits, we found only benthic foraminiferal assemblages that point to outer shelf to bathyal environments (150–350 m depth interval bsl), sometimes dysoxic as indicated by the occurrence of *Bolivinaspathulata*. Along the margins of the basin, breccias occur within these deposits, questioning a synsedimentary extensional tectonic activity, especially in the Tirinense basin as it is bounded by linear and abrupt margins (**Figure 92-A**). Our observations did not reveal synsedimentary activity. Indeed, the Mesozoic carbonates of the basement display some karstification features, borings by lithophagid mollusks (**Figure 92-B**), thin iron coatings and were encrusted with cirripeds before the deposition of silt-cemented monogenic breccias as interbeds within the sandy marls (**Figure 92-C**). A sample from the micritic matrix of breccias (RIF-14) provided calcareous nannofossils indicating a late Miocene-early Pliocene age. The breccias may rather correspond to submarine slope breccias along pre-existing cliffs. The shape of the Tirinense basin may then be related to pre-Pliocene (late Miocene?) tectonics, as proposed by Morel (1988) and Saji and Chalouan (1995). Moreover, at the top of the southern cliff limiting the basin is a planar surface also bored by lithophagid mollusks (**Figure 92-B**). There, borings are also coated by iron films and infilled by micritic deposits (**Figure 92-B**). The planar surface was thus a marine planation surface that has been uplifted up to a present-day altitude of 570 m at maximum.

3. Yellowish fine-grained sandstones (7–10 m thick) crop out only on the northern margin of the Oued Laou basin (yellow sands Formation of Wildi and Wernli, 1977). The succession comprises decimeter to meter-thick fine-grained sandstones with some marly interbeds. In the lower part of the yellowish sandstones, samples RIF-22 to 24 (**Figure 91**) from marly interbeds provided late Tortonian to Gelasian planktonic foraminiferal assemblages. Moreover, the sample RIF-22 yielded calcareous nannofossils including *C. acutus* whereas overlying samples yielded only Late Miocene to Early Pliocene taxa among which *R. pseudumbilicus*. Consequently, the deposition of the yellowish sands started during the early Zanclean and lasted until the late Zanclean (i.e. 3.8 Ma) at youngest. In their uppermost part, these deposits exhibit a divergent geometry along a N120–140° striking axis of rotation indicative of a synsedimentary extensional tectonic activity (**Figure 93**).

4. Fluvatile conglomerates and breccias (30 m thick) with diversified basement-derived material are interbedded with yellowish sandstones in which no fossils were found. These deposits occur mainly in the northeastern part of the Oued Laou basin defining a marine/continental transition. This transition is now uplifted up to 60 m at the southern tip of the Oued Laou basin.

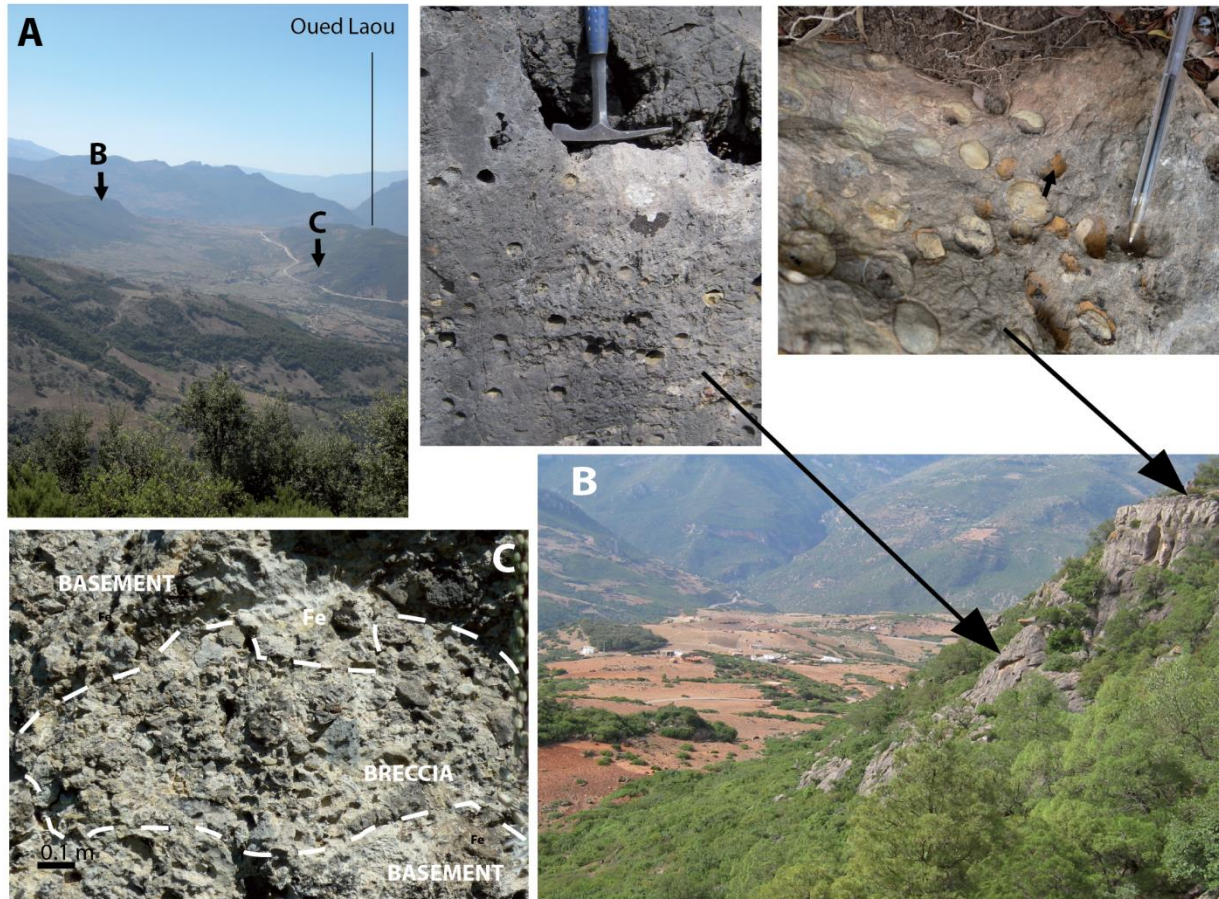


Figure 92: (A) Photograph of the Tirinese basin showing its rectilinear limits (looking southwest). (B) Pictures of the southern cliff of the basin that exhibits boring infilled by iron crust and micritic deposits on its flank on at its top (insets). (C) Picture of silt cemented monogenic breccias infilling a karstic cavity. Some iron coatings can also be observed on the basement surface.

The two last formations, only preserved in the Oued Laou basin, are located in the footwall of the NW-SE striking Tassikeste normal fault system that lowered the northern compartment (**Figure 91** and **Figure 94**). This fault system deformed the early Pliocene deposits as exemplified by the gradual increase of the uplift of the Pliocene deposits toward the fault (**Figure 91**). Fault planes and associated slip directions are compatible with a NE-SW extension (**Figure 94**).

This deformation is also compatible with the divergent stratas observed in the uppermost yellowish sandstones (**Figure 93**) and thus may have started during the Late-Early Pliocene.



Figure 93: Photograph of the top of the Yellow Sands Formation (Wildi and Wernli, 1977) in the Oued Laou basin showing wedges geometry and overlain by fluvial conglomerates (looking southeast).

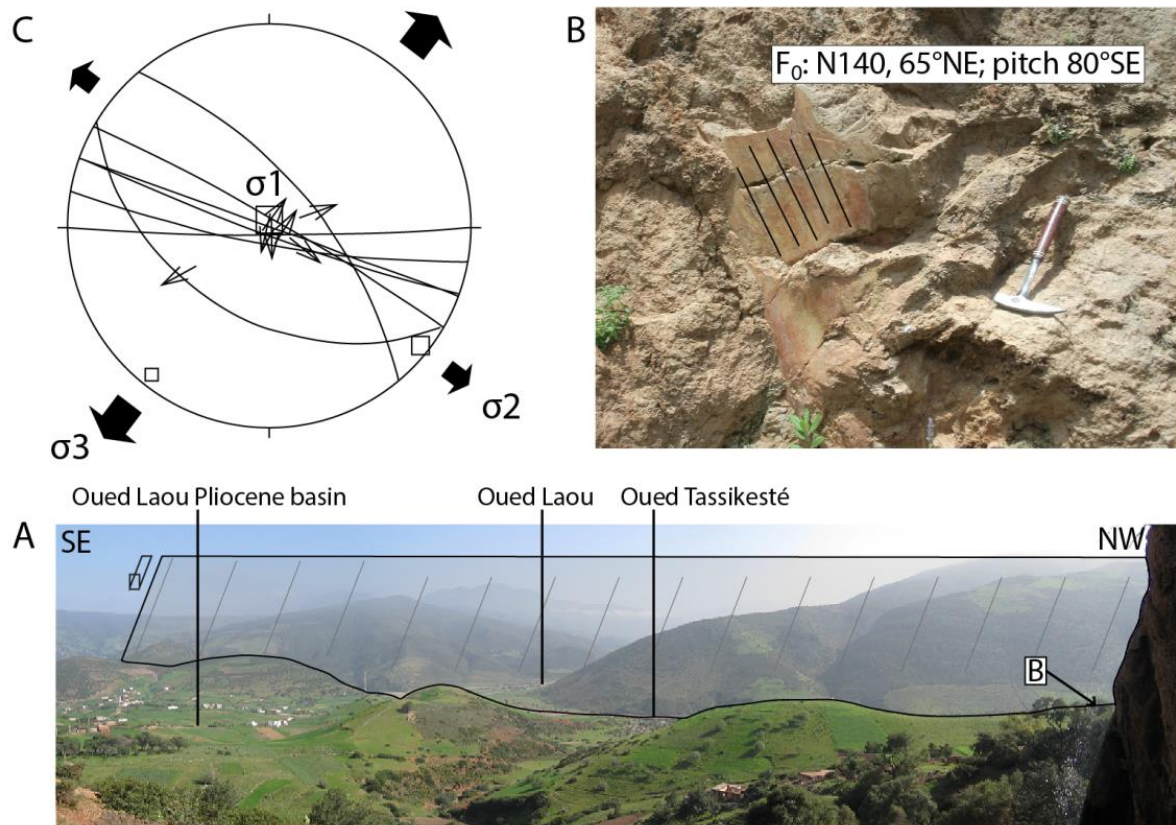


Figure 94: (A) Photograph of the Tassikeste Fault at the intersection between the Oued Laou and the Oued Tassikeste valleys (looking southwest). (B) Photograph of the Tassikeste Fault plane and associated slickensides. (C) Schmidt stereonets in lower hemisphere showing the computation of 7 measured faults and slickensides and the computation of paleo-stress axes determined with Stereonet software (Angelier, 1990). The big square is σ_1 ; the medium one is σ_2 and the small one is σ_3 .

3.5.3.2. The Tetouan-Martil palaeo-ria

The Tetouan-Martil basin is ENE-WSW trending. It transects the Rif chain through 16 km, from the Flysch Unit, through the Dorsale Calcaire, to the Mediterranean Sea (**Figure 95**). Pliocene deposits occur mainly in the vicinity of the basement on the margins of the basin but early Pliocene clayey marls have also been found in boreholes in the central parts of the ria beneath Quaternary alluvium (Feinberg and Lorenz, 1970). From our observations, the Pliocene deposits comprise, from bottom to top, three main lithological units:

1. Few meters thick basal conglomerates that crop out only on the northern side of the basin. They contain some fragments of oysters that indicate a shallow marine depositional environment. As no syn-sedimentary tectonic features have been observed, these conglomerates are considered as transgressive deposits onlapping the basement.

2. Above are dark clayey marls (>80 m thick) locally with an abundant malacofauna from offshore environments (Ben Moussa, 1994) that poorly crop out in the vicinity of Tetouan city. Within these clayey marls, the sample RIF-1 provided a planktonic foraminiferal assemblage, including *G. nepenthes* (LAD: 4.37 Ma) and *G. margaritae* (FCO: 5.08 Ma), pointing to PL1 Zone. The same sample also provided calcareous nannofossils, among which *C. acutus*. The clayey marls change upward into silty marls with some sandstones interbeds and did not yield determinable microfossils. This result demonstrate that the dark clayey marls of the Tetouan-Martil ria are equivalent of the Tassefete marls from the Oued Laou basin, i.e. they are early Zanclean in age, between 5.32 and 5.04 Ma.

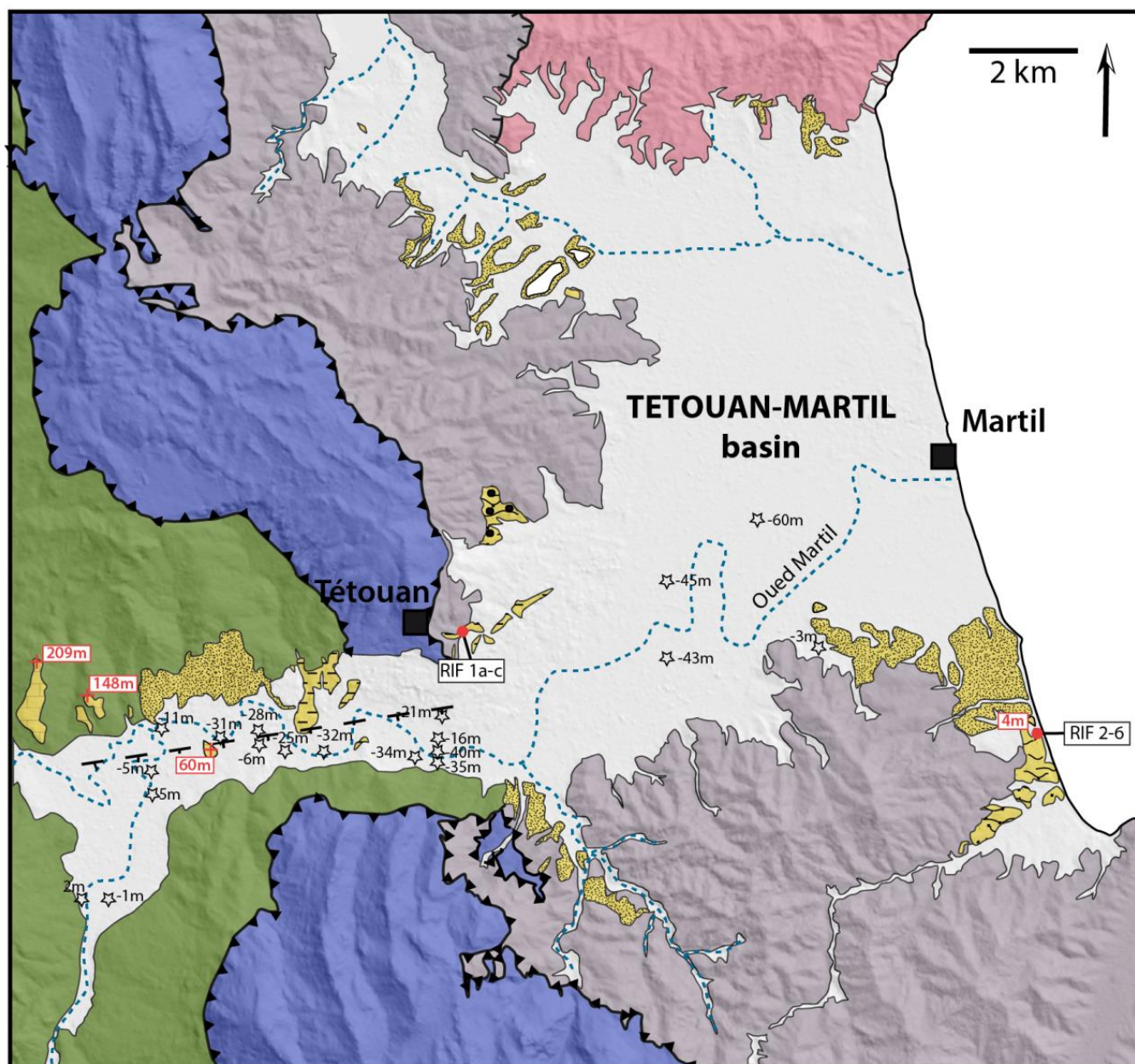


Figure 95: Geological map of the Tetouan area (modified after Rif 1/50 000 geological map, Tetouan-Ras Mazari sheet, Editions du Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires N.292, Rabat, Morocco, 1985) showing the Tetouan Pliocene basin and principal geological structures modified after the geological map of Tetouan-Ras Mazari 1/50 000 edited by the Moroccan Geological Service. See legend in Figure 91. Red dots are samples used for biostratigraphic studies. Dashed line is the inferred location of the normal fault crosscutting Pliocene deposits. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

3. To the west the sandy marls are overlain by coarse-grained limestones and conglomerates with abundant littoral fauna (bivalves, cirripeds, red algae, etc.). To the east, along the present-day shoreline (Azlah area, **Figure 95**), some beach-rocks are overlain by paleosoils and then oyster-rich marls. The uppermost marine deposits thus indicate foreshore to backshore environments. In the Azlah area, they (samples RIF-5 and RIF-6) provided calcareous nannofossils of Late Miocene to Early Pliocene among which *R. pseudumbilicus*. Consequently, their deposition started during the Early Zanclean and lasted until the Late

Zanclean (i.e. before 3.8 Ma) at youngest and they are equivalent of the Yellow sands Formation of the Oued Laou basin.

In the Tétouan-Martil basin, the Pliocene deposits have always been found at higher elevation on the northern margin of the basin than in the southern margin and also appear to be more tilted to the north. This suggests tectonic activity later than 3.8 Ma and related to a WSW-ENE fault with a normal component crosscutting the Tetouan-Martil basin. This deformation accounts partly for the uplift of early Pliocene deposits in the hangingwall of the presumed fault (**Figure 95**).

3.5.3.3. Oueds Tighissasse and M'Ter palaeo-rias

In the Oued Tighissasse palaeo-ria, outcrops are scarce. Some of meters thick interbedded yellowish sandstones, slope breccias and rare silty clays devoid of marine fossils onlap the metamorphic basement. Morel (1988) found a fragment of a jaw of a Hippopotamus amphibius within the breccias, indicating the vicinity of continental areas. The facies look very similar to those of Early–Late Zanclean deposits (yellowish sandstones) of the margins of the Oued Laou and Tetouan-Martil palaeo-rias, at the transition from marine to continental conditions. In the Oued Tighissasse, this transition can be estimated at the present-day elevation of around +33 m (**Figure 88**).

In the vicinity of the Oued Tighissasse, a N110°-striking rectilinear steep scarp can be observed along the shoreline (**Figure 88** and **Figure 96**). This scarp interrupts the drainage network of few small catchment areas (the largest is 5.4 km²; **Figure 96**). The drainage network exhibits a hinge point at an altitude of +25 m and the scarp does not appear degraded. This morphology corresponds to a recent normal fault scarp (Nash, 2013) and indicates a present-day NE-SW extensional (or transtensional?) stress component.

In the Oued M'ter palaeo-ria, marine Pliocene deposits lacking microfossils (sandstones and conglomerates) crop out near the mouth of the present-day valley. To the east, the next early Pliocene outcrops are far located on the Rifian coast, in the Boudinar basin, a hundred kilometers away.

On the whole, Pliocene deposits of the Rifian coast represent the passive infilling of palaeo-rias between 5.33 and 3.8 Ma. Two markers of palaeo-shorelines were identified and mapped: a marine planation surface corresponding to the early Zanclean highstand and a Late Early Zanclean marine to continental transition. A Late Pliocene to Present extensional (or transtensional) tectonics has been identified all along the coastal ranges of the Internal Zone of the Rif chain. It is coeval with the uplift of the coastal areas and uplift amounts appear to increase inland.

3.6. Discussion

3.6.1. Miocene thermal history

The basement rocks of the Sebtide units around the Beni Bousera massif were rapidly cooled down at 300°C at around 20–19 Ma (e.g. Michard et al., 2006) (**Figure 97**). Indeed, ages obtained with various geochronological tools (U/Pb on zircon, K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar on biotite) are nearly identical (Michard et al., 2006; Rossetti et al., 2010) and yield very rapid

cooling rate between 22.5 and 18 Ma. The thermal models evidenced a period of slight reheating or stase at temperatures near the base of the PAZ between 18 and 15 Ma. Then, the cooling resumed a rate of 50.C/Ma between 15 and 13 Ma down to surface temperatures. This corresponds to an exhumation rate of 0.8 mm/y considering an average 40.C/km geothermal gradient. This value of the geothermal gradient was chosen close to the “field temperature gradient” estimated by Negro et al. (2007) for the Sebtide units around the Beni Bousera peridotite massif. This value was also preferred to 30.C/km because granites were emplaced within the Beni Bousera peridotites and surrounding gneisses during the 19–22.5 Ma interval (Rossetti et al., 2010). Since 13 Ma, all petrostructural units remained at surface temperatures, thus at less than ca. 1 km depth.

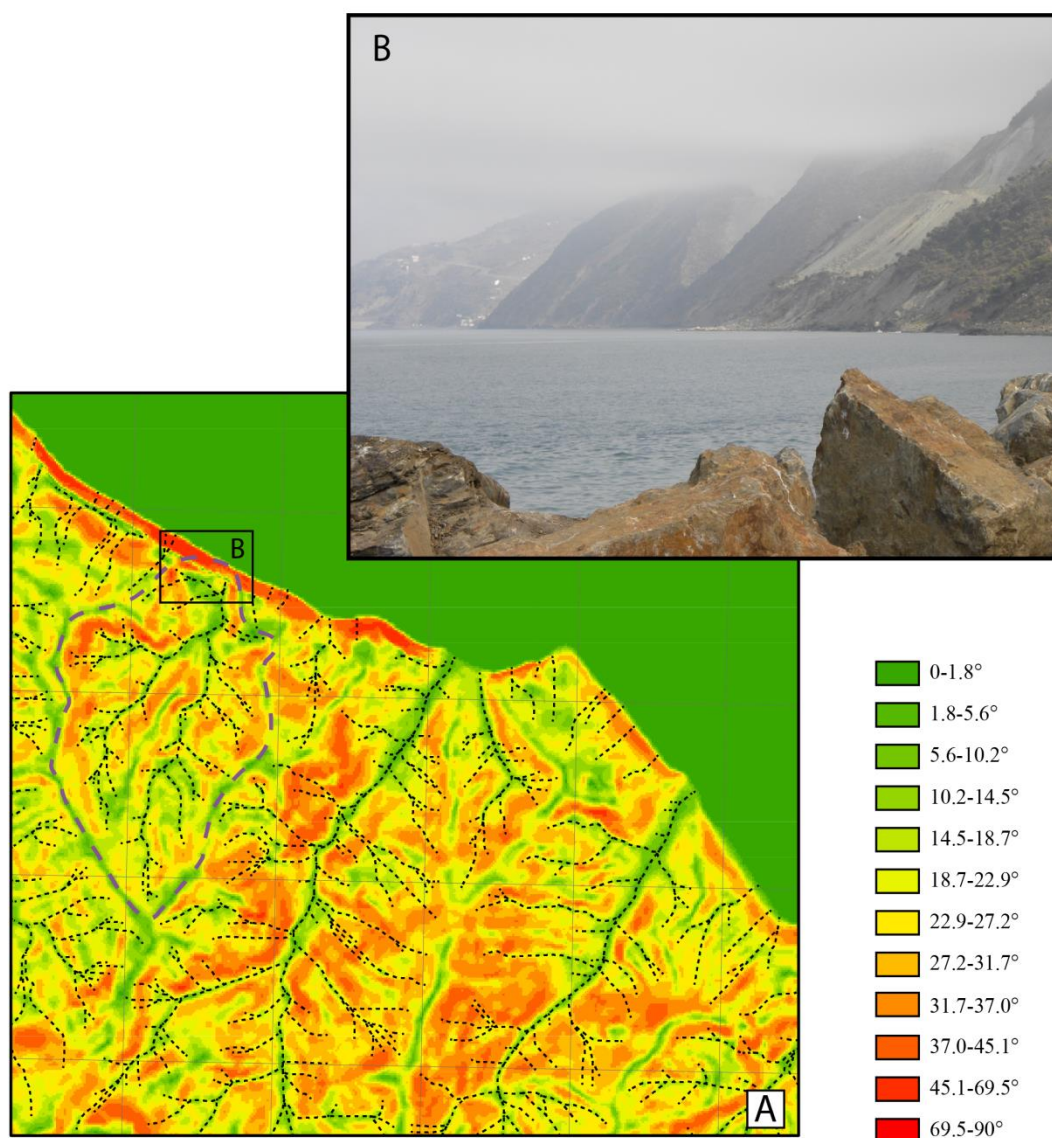


Figure 96: (A) Slopes and streams map of the northwestern part of the Beni Bousera massif (see location in Figure 88). The purple dashed lines correspond to a recently uplifted watershed. (B) Picture (looking east-southeast) of the normal fault scarp with a perched valley.

The general cooling history revealed by AHe ages is concordant at the first order with that previously proposed for the Sebtides with other thermochronometers (e.g. Azdimousa et al., 2013; Michard et al., 2006; Chalouan et al., 2008), in the Betics (e.g. Sosson et al., 1998; Platt et al., 1998; Zeck, 1996) and in the Alboran basin (Comas et al., 1999; Hurford et al.,

1999; Kelley and Platt, 1999). However, the modeled cooling history evidenced a period of slight re-heating or thermal stase between 18–15 Ma (Burdigalian–Langhian interval) within the Internal Zone of the Rif chain (**Figure 90**). This thermal event was coeval with a thrusting event in the Rif chain marked by the deformation of Oligocene to Burdigalian so-called “post-nappes” intramontane basins and by backthrusting of the Dorsale and Flysch units on the Ghomaride units like the Jebel Zem Zem klippe emplaced on top of Miocene sediments from the Ghomaride units (Chalouan and Michard, 2004; El Kadiri et al., 2001; Ben Yaïch et al., 1986). According to Chalouan et al. (2008), this thrusting event was a second one during the collision of the Alboran block with the northern margin of Africa that started in early Miocene times. In an alternative scenario, this thermal event was coeval with the initiation of the collision in the Gibraltar arc (Serrano et al., 2007). The stacking of nappes, either as a first or as a second collisional event, could be responsible for the temporary cessation of the cooling of the underlying units.

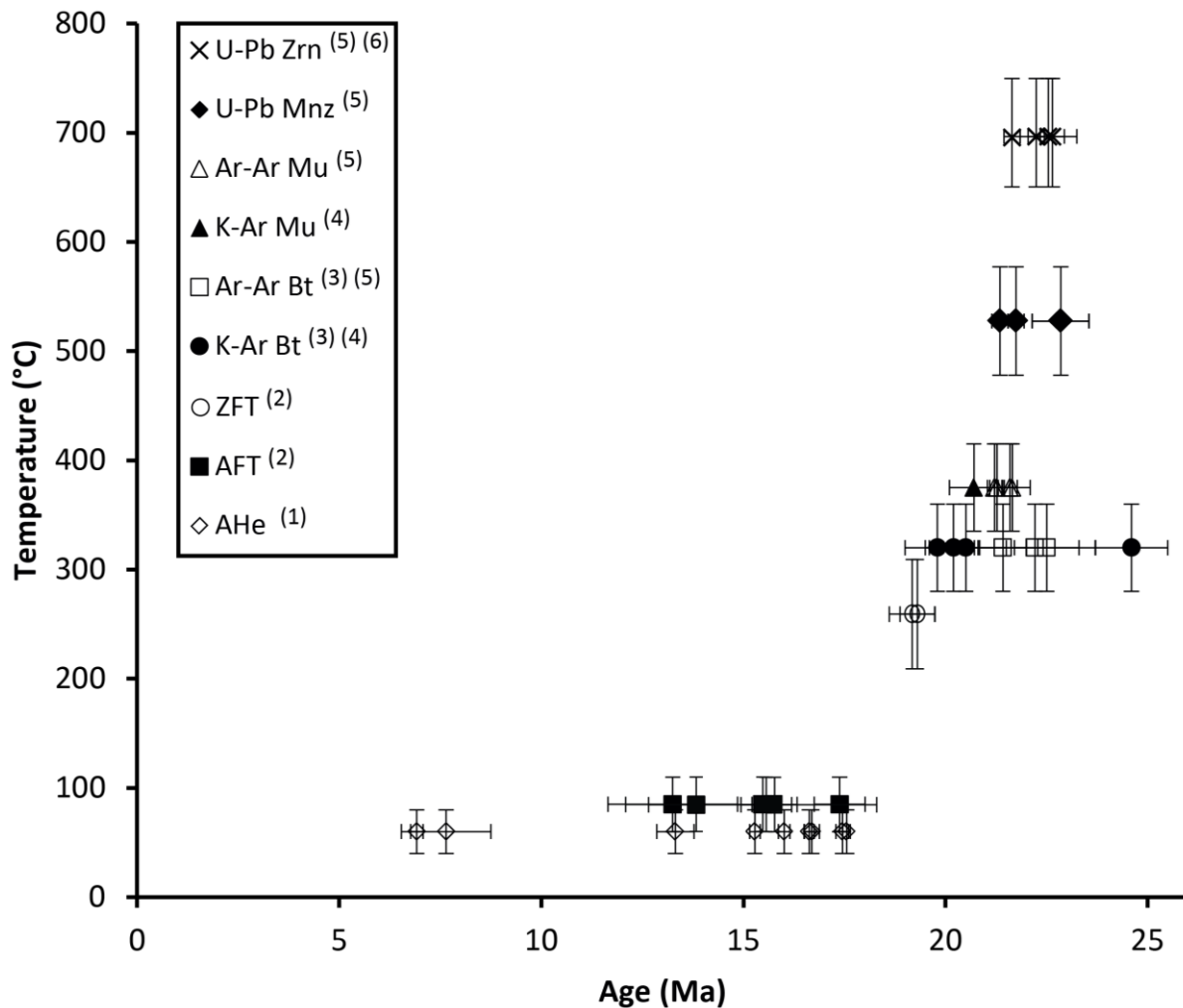


Figure 97: T–t diagram for samples at low elevation (<100 m) in the Sebti units from western part of the Beni Bousera massif. (1) This work; (2) Azdimousa et al. (2013); (3) Michard et al. (2006); (4) Loomis (1975); (5) Rossetti et al. (2010); (6) Platt et al. (2003).

This thermal event was also coeval with the onset of major volcanism in the Alboran Sea that has been proposed to date at 15–16 Ma (Comas et al., 1999). After this period, cooling resumed and may be coeval with extensional brittle tectonics that affected the Internal Zone of the Rif chain, as exemplified by the Aaraben fault (**Figure 88**). Along the eastern border of the Beni Bousera massif, two samples (M-11-06 and M-11-07) are located on the

hangingwall of the Aaraben normal fault and two others (M-11-04 and M-11-05) on the footwall of this fault (**Figure 88**). Despite the individual ages heterogeneity, mean AHe ages are concordant on both sides of the fault. This suggests that the Aaraben normal fault was mainly active as a ductile shear zone prior to the exhumation through the PRZ and/or that its throw post 13 Ma was much less important than the 4–5 km proposed by Chalouan and Ouazani-Touhami (1995). In the Alboran Sea, two extensional phases have also been evidenced during the Burdigalian–Langhian and Serravallian–Early Tortonian intervals in relation the opening of the Alboran basin (Chalouan et al., 1997; Comas et al., 1999). Late Miocene extension is Northeast trending in the Alboran basin and thus compatible with the orientation of the Aaraben normal fault and with the sets of Miocene normal faults evidenced by Chalouan et al. (1997) on offshore seismic profiles. Such a middle Miocene extension has also been evidenced throughout the west Alboran basin (García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1999) and within the western Betics (e.g. Martínez-Martínez and Azañón, 2002). Since around 13 Ma, units of Internal Zone of the Rif chain remained at surface temperature and no increased denudation phase, linked either to a slab rollback or to the Messinian Salinity Crisis, could have been evidenced. This indicates that the conjugate effect of both internal and external processes was too low (i.e. less than 2 km) to be evidenced with U-Th/He thermochronometry. Consequently, exhumation of Internal Zones of the Rif chain may have ceased at around 13 Ma. As a result, the exhumation of the Sebtides and of the Alpujarrides may have been diachronous. Indeed, peridotites massif in the Internal Zone of the Betics reached the surface before early Burdigalian, at around 20 Ma, as exemplified by peridotite clasts within Earliest Burdigalian conglomerates (Serrano et al., 2007) whereas the Beni Bousera peridotite massif may have reached the surface at around 13 Ma following thermal modeling. This result is concordant with younger AFT ages in the Sebtides (Azdimousa et al., 2013) than in the western Alpujarrides (e.g. Sosson et al., 1998).

3.6.2. Differential uplift and tilt of early Pliocene deposits

The Tirinense basin was uplifted (Wildi and Wernli, 1977). The observed marine abrasion surface at the southeast margin of the basin allows calculating uplift amount and rate (**Figure 98**). This surface is presently 190 m higher than the top of the outer shelf to bathyal marls. Consequently, we consider that it represents the position of the sea level at the moment of deposition of the marls, i.e. early Zanclean. The marine abrasion surface is at +570 m, indicating an average uplift rate of 0.11 ± 0.01 mm/year since the 5.33–5.04 Ma interval. Moreover, this surface presently dips 0.5° to the northeast, that is indicative of a maximum value for a post Early Zanclean tilting. The outer shelf to bathyal clayey marls crop out up to +387 m and are $5\text{--}6^\circ$ dipping to the northeast. They indicate an uplift concordant with the one estimated with the marine abrasion surface but less precise due to palaeobathymetric uncertainties.

In the Oued Laou basin, the late early Zanclean marine to continental transition elevates from 31 m to the east up to +60 m to the west. In the vicinity of the Tassikeste NW-SE trending fault zone, the transition crops out at +130 m. Thus, a part of the observed uplift amplitude is related to the normal fault displacement. The highest position of the marine to continental transition indicates an average minimum uplift rate of 0.034 ± 0.008 mm/y since 3.8 Ma (**Figure 98**). The top of the underlying Tassefete marls follows the same trend but this marker could not be precisely defined because of the Quaternary erosion (**Figure 98**). Away from the fault zone, the marine to continental transition is 0.4° dipping to the northeast along 11 km from the shoreline to the southwest. This indicates a post Late-Early Zanclean tilting, prior to the deposition of the recent alluvium of the Oued Laou, such as in the Tirinense basin.

Based on the difference in elevation of the basal thrust of the Sebtide unit, a throw of around 150–200 m can be estimated for the Tassikeste fault.

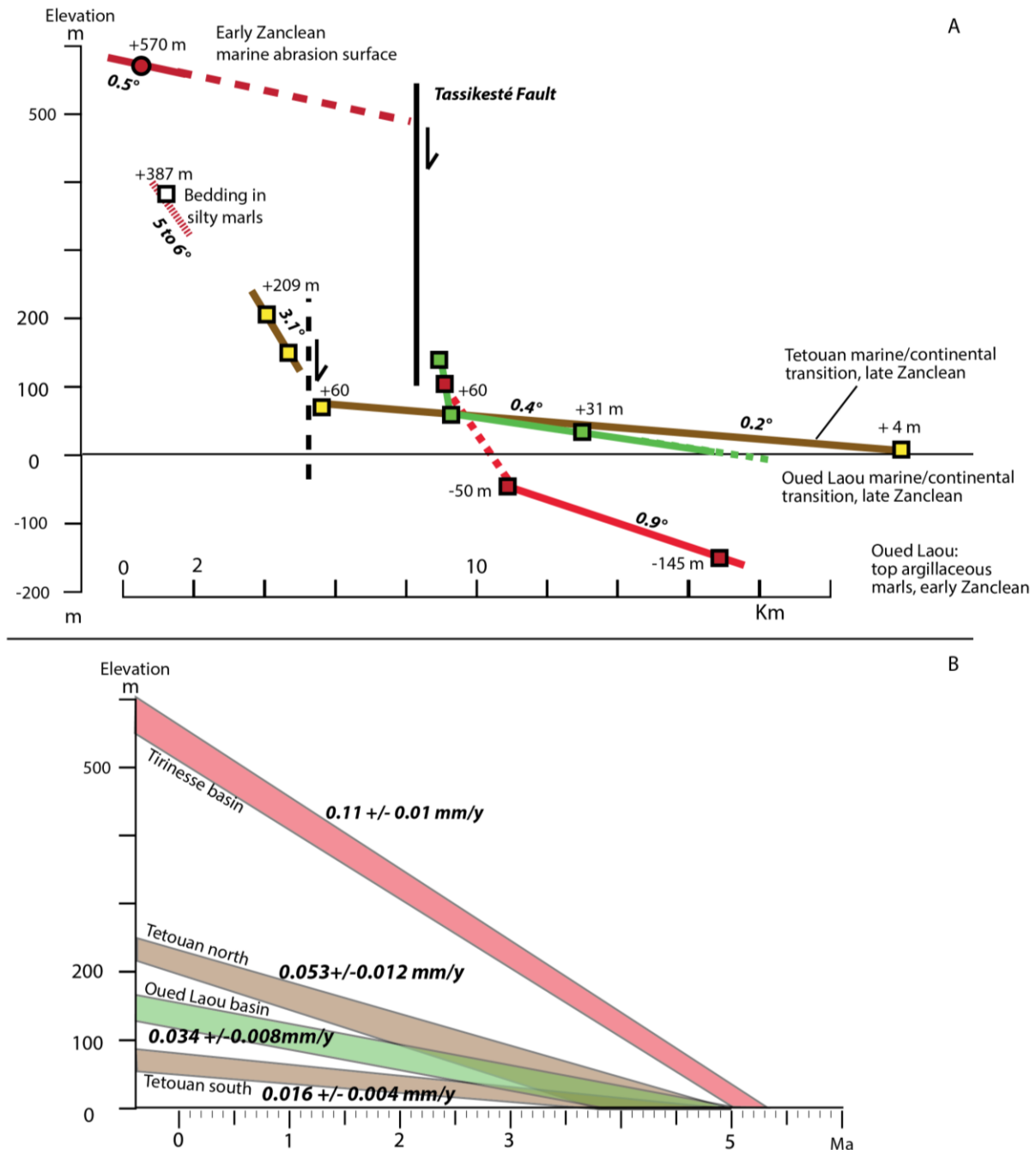


Figure 98: (A) Deformation of palaeo-shorelines markers and coastal rocks within the Oued Laou and Tetouan-Martil basins. Vertical exaggeration 20×. Projection along the axis of palaeo-rias. In Oued Laou, the top of the argillaceous marls has also been plotted. (B) Minimum average uplift rates within Oued Laou and Tetouan-Martil Pliocene basins. Coloured areas correspond to the constrained interval of formation for studied markers and to present-day variations in altitude of the studied markers. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of the article).

The southern margin of the Tetouan-Martil basin displays only the uppermost deposits of the Pliocene succession whereas the northern margin reveals the whole succession. This indicates a differential uplift between the two margins and that the ria was probably transected

by an ENE-WSW trending fault (or faults set) which was active after Zanclean (**Figure 98**). This fault is presently hidden under the Quaternary alluvium of the Oued Martil and had a normal component to the South. South of the fault the Late-Early Zanclean marine to continental transition is at +4 m to the east and +60 m to the west, indicating a 0.2° tilting to the east and an average minimum uplift rate of 0.016 ± 0.004 mm/y since 3.8 Ma (**Figure 98**). North of the fault, inner shelf to coastal calcarenites reach 209 m in elevation. This indicates an average minimum uplift rate of 0.053 ± 0.012 mm/y since 3.8 Ma. Their general 6° tilting to the southeast may be related to local deformation processes.

In the Oued Tighissasse basin, an average minimum uplift rate of 0.015 ± 0.005 mm/y can be estimated since 3.8 Ma.

Thus, the investigated Pliocene basins suffered slight tiltings (0.2–0.5°) toward the coastline and differential uplifts after the Late-Early Zanclean (3.8 Ma). The tilted basins were crosscut by normal (or transtensional?) faults. These late faults locally enhanced tiltings up to 3°, as for example in the northern side of the Tetouan-Martil basin. If not considering local deformations linked to the faults activity, it appears that the whole coastal area of the Internal Zone of the Rif chain was uplifted at slow average rates, in the 0.1–0.03 mm/y range, in relation with a north-eastward tilting.

However, most important uplift probably resulted in fault activity since 3.8 Ma in relation with southwest-northeast extension (Oued Laou basin) or transtension (Tetouan-Martil basin). In the offshore domain, this extensional tectonics has been mainly described in peripheral areas of the West Alboran Basin whereas compressive or transtensive structures have been described in its more central part (Chalouan et al., 1997; Comas et al., 1999). As observed along the shoreline of the Beni Bousera peridotite massif, perched valleys are significant of still active extensional tectonics. Such an extensional (transtensional?) tectonics is compatible with the uplift of Quaternary marine terraces evidenced along the southern margin of the western Mediterranean (Groupe de recherche de néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977; Meghraoui et al., 1996).

The uplift rates since 125 ka have been proposed to be in the range 0.11–0.26 mm/y (Meghraoui et al., 1996), that is slightly higher but comparable to the one obtained for the Tirinense basin since 5 Ma. In the Boudinar basin, located in the External Zones of the Rif, uplifted Late Messinian shallow marine deposits (present-day elevation is 580 m at maximum) yielded an uplift rate of 0.1 mm/y since Early Pliocene and there, uplift appears also to be related both to a north-north-westward tilting of the margin and to extensional tectonics (Morel, 1988). In the Alboran basin (Hole 976B), de Larouzière et al. (1999) also showed that the present-day situation corresponds to a predominant N080° extension (or transtension) in agreement with the high subsidence of this basin since the Gelasian (480 m/My in Comas et al., 1999). Thus, the Plio-Quaternary extensional tectonics and the coeval predominant north-westward tilting that may have account for the recent uplift of the southern margin of West Alboran basin are compatible with a mainly southwest-northeast extension recorded at the periphery of the West Alboran basin since Pliocene.

The possible causes of this renewed Plio-Quaternary extension is still widely debated and main hypothesis are: (1) rollback of a subduction beneath the Alboran region (e.g. Zeck, 1996; Lonergan and White, 1997), (2) delamination of lithospheric mantle beneath the crust of the Alboran domain (e.g. Comas et al., 1993) and (3) convective removal of lower part of the overthickened crust/lithosphere of the Alboran domain (e.g. Platt and Vissers, 1989).

Slab roll back has also been suggested as the possible mechanism for producing an uplift of the Alboran Sea margins that initiated the MSC (Duggen et al., 2003, 2004). In this model, the uplift of the pre-Messinian marine corridors, and principally of the South Rifian corridor, may have occurred between 7.1 and 6 Ma (Krijgsman et al., 1999a, 1999b). However, the main uplift of the Internal Zones of the Rif belt occurred later than 5 Ma like in the External Zones of the northern part of the Rif (Morel, 1988). Indeed, along the southern margin of the Alboran Sea the maximum uplift of Late Messinian deposits is almost the same than early Pliocene deposits, 580 and 570 m respectively. In the northern Atlas, Babault et al. (2008) showed that late Messinian shallow-water marine deposits were uplifted up to 1200 m whereas lacustrine Pliocene deposits were uplifted up to 600 m in relation with long-wavelength deformation. This together with our results suggest that the closure of the South Rifian corridor should have been triggered better by both mantle dynamics beneath the Atlas and compressional tectonics at the front of the External Zones of the Rif chain than by subduction linked processes in the Alboran realm.

3.7. Conclusion

After the main cooling event, between 22 and 18 Ma, the Internal Zone of the Rif chain experienced exhumation and uplift that can be depicted by the combined analysis of low temperature thermochronology and Pliocene basins evolution. From 22 to 18 Ma, the cooling followed the general trend in the Betic-Rif chains. During the 18–15 Ma interval (Burdigalian–Langhian interval), Internal Zone of the Rif chain experienced a slight reheating or a thermal stase. This thermal event may be linked to a renewal in thrusting activity and momentaneous burying of the inner zones. From 15 to 13 Ma, the cooling resumed corresponding to an exhumation rate at around 0.8 mm/y. This exhumation may be related to the ongoing extension in the Alboran Sea. Since 13 Ma rocks remained at surface temperature and AHe thermochronometry could not help to further depict vertical motions. However, this demonstrates that vertical motions were low since 13 Ma and that during the Messinian Salinity Crisis, i.e. between 5.96 and 5.33 Ma, AHe thermochronology could not detect any accelerated denudation. During the Zanclean transgression, the incised valley were drowned by these a and transformed into rias developed along the coastal areas of the Internal Zone of the Rif chain, within previously eroded and tectonically controlled paleovalleys. In the 5 Ma to Present-day interval, the Pliocene basins were tilted toward the Northeast by 0.2–0.3° and underwent differential uplifts at slow rates comprised between 0.03 and 0.1 mm/y. Pliocene basins also suffered dominantly normal faulting indicating northeast-southwest extension.

This extension was coeval with the major late Pliocene to Pleistocene extensional episode of the Alboran Sea and appears to be still active nowadays. At last it must be noticed that our results question the previous geodynamic models linking the closure of the marine gateways and thereby the MSC to slab roll back.

3.8. Acknowledgements

This work was partly funded by the French National Program Actions Marges and by the French-Moroccan PHC Volubilis MA27070ZD. The authors want to thank A. Michard and an anonymous reviewer for their constructive comments.

3.9. References

- Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaïfi, A., Précigout, J., 2011. Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. *Geodinamica Acta* 24, 49–60.
- Augier, R., Booth-Rea, G., Agard, P., Martínez-Martínez, J.M., Jolivet, L., Azañón, J.M., 2005. Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and Tweeku multiequilibrium thermobarometry. *Bulletin de la Société Géologique de France* 176,403–416.
- Azdimousa, A., Bourgois, J., Poupeau, G., Vázquez, M., Asebriy, L., Labrin, E., 2013. Fission track thermochronology of the Beni Bousera peridotite massif (Internal Rif Morocco) and the exhumation of ultramafic rocks in the Gibraltar Arc. *Arabian Journal of Geosciences*, <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-013-0924-933>.
- Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M.L., Charroud, M., 2008. A late Cenozoic age for long wavelength surface uplift of the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* 20, 102–107.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics Gibraltar Arc). *Tectonics* 16, 226–238.
- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A., Uchupi, E., 2008. Alboran Basin, southern Spain—Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology* 25, 75–101.
- Ben Yaïch, A., Durand-Delga, M., Feinberg, H., Maate, M., Magne, J., 1986. Implications de niveaux du Miocène inférieur dans les rétrocharriages de la Dorsale rifaine(Maroc): signification à l'échelle de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 302, 587–592.
- Benmakhlouf, M., Chalouan, A., 1995. Évolution néogène du bassin de Tétouan-Martil, Rif septentrional, Maroc. *Geogaceta* 17, 98–100.
- Ben Moussa, A., 1994. Les Bivalves néogènes des secteurs occidental et oriental du Maroc septentrional (Façade atlantique et méditerranéenne). *Biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoécologie*. Documents of the Laboratory of Geology of Lyon 132, 281 pp.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation*, vol. 54. SEPM Spec. Publ., pp. 129–212.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., Kornprobst, J., 1999. Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science* 283, 1303–1306.
- Bokelmann, G., Maufroy, E., Buontempo, L., Morales, J., Barruol, G., 2011. Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: seismological constraints from dispersion and anisotropy. *Tectonophysics* 502, 28–37.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, 1–25.
- Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, A., Demnati, A., 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters* 12, 117–122.
- Bouybaouène, M., Michard, A., Goffé, B., 1998. High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif Belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran Domain. *Bulletin de la Société Géologique de France* 162,153–162.
- Braga, J.C., Martin, J.M., Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic cordillera, SE Spain. *Geomorphology* 50, 3–26.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research* 105, 10871–10878.
- Chalouan, A., Ouazani-Touhami, A., 1995. Les failles normales à faible pendage du Rifinterne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta* 17, 107–109.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., Bally, A.W., 1997. Neogene tectonic evolution of the south-western Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco. *AAPG Bulletin* 81, 1161–1184.
- Chalouan, A., Michard, A., 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A case of mountain building in a subduction–subduction–transform fault triple junction. *Pure and Applied Geophysics* 161, 489–519.

- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I., Saddiqi, O., 2008. The Rif belt. In: Michard, A., et al. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco*, 116. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 203–302.
- Comas, M.C., Garcia-Duenas, V., Soto, J.I., Campos, J., 1993. An extensional basin developed on a collisional orogen: the Alboran Sea. In: Séranne, M., Malavielle, J. (Eds.), *Late orogenic extension in mountain belts*, vol. 219. Doc. B.R.G.M. Fr., pp. 44–46.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and Tectonic History of the Alboran Basin: insights from Leg 161 Results. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 161*, 555–580.
- Crespo-Blanc, A., Campos, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology* 23, 1615–1630.
- De Capoa, P., Di Staso, A., Perrone, V., Zaghloul, M.N., 2007. The age of the foredeep sedimentation in the Betic–Rifian Mauretanian Units: a major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geoscience* 339, 161–170.
- de Larouzière, D., Pezard, P., Comas, M.C., Célérier, B., Vergniault, C., 1999. Structure and tectonic stresses in metamorphic basement, Site 976, Alboran Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 161*, 319–329.
- Diaz, J., Gallart, J., Villaseñor, A., Mancilla, F., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J.A., Ibarra, P., Harnafi, M., 2010. Mantle dynamics beneath the Gibraltar Arc (western Mediterranean) from shear-wave splitting measurements on a dense seismic array. *Geophysical Research Letters* 37.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., 2007. Cenozoic evolution of the Alboran domain: a review of the tectonomagmatic models. *Geological Society of America, Special Paper 418*, 303–320.
- Docherty, C., Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: a case for basin formation by delamination of the sub crustal lithosphere? *Tectonics* 14, 804–818.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Rüpke, L., Morgan, J.P., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* 422, 602–606.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 218, 91–108.
- El Atrassi, F., Brunet, F., Bouybaouène, M., Chopin, C., Chazot, G., 2011. Melting textures and microdiamonds preserved in graphite pseudomorphs from the Beni Bousera peridotite massif, Morocco. *European Journal of Mineralogy* 23, 157–168.
- El Kadiri, K., Chalouan, A., El Mrihi, A., Hlila, R., Lopez-Garrido, A., Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., Kerzaki, K., 2001. Les formations sédimentaires de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur dans l'unité ghomaride des Beni-Hozmar (secteur de Talembote, Rif septentrional, Maroc). *Eclogae Geologicae Helveticae* 94, 313–320.
- El Maz, A., Guiraud, M., 2001. Paragenèse à faible variance dans les métapélites de la série de Filali (Rif interne marocain): interprétation et conséquence géodynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4, 469–485.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, 1–21.
- Fallot, P., 1937. Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 40, 553 pp.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105, 2903.
- Farley, K.A., 2002. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 819–844.
- Feinberg, H., Lorenz, H.G., 1970. Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène du Maroc Nord-occidental. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 225, 21–26.
- Flowers, R.M., 2009. Exploiting radiation damage control on apatite (U–Th)/He dates in cratonic regions. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 148–155.
- Flowers, R.M., Shuster, D.L., Wernicke, B.P., Farley, K.A., 2007. Radiation damage control on apatite (U–Th)/He dates from the Grand Canyon region, Colorado Plateau. *Geology* 35, 447.

- Fullea Urchulategui, J., Fernandez, M., Afonso, J.C., Vergés, J., Zeyen, H., 2010. The structure and evolution of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the Atlantic-Mediterranean Transition Region. *Lithos* 120, 74–95.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., Stephenson, J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology* 26, 525–535.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* 12, 88–95.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology* 266 (3), 157–170.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach applied to noble gas/helium thermochronology. *Chemical Geology* 273 (3–4), 212–224.
- Govers, R., Meijer, P., Krijgsman, W., 2009. Regional isostatic response to Messinian Salinity Crisis events. *Tectonophysics* 463, 109–129.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., Dañobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 734–749.
- Green, P.F., Duddy, I.R., 2006. Interpretation of apatite (U–Th)/He ages and fission track ages from cratons. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 541–547.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section* 79, 155–182.
- Groupe de recherche de néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977. L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et les bordures de la mer d'Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France* XIX (3), 575–614.
- Hernandez, J., de Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., 1987. Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 167–257.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 13, 1203–1231.
- Hurford, A.J., Platt, J.P., Carter, A., 1999. Fission-track analysis of samples from the Alboran Sea basement. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 161, 295–300.
- Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., Bouybaouène, M., 2006. Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebide complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology. *Lithos* 87, 214–234.
- Kelley, S.P., Platt, J.P., 1999. Ar–Ar dating of biotite and muscovite from Alboran basement samples, site 976. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 161, 301–305.
- Kennett, J.P., Srinivasan, M.S., 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company, New York, 265 pp.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist* 92, 799–810.
- Kornprobst, J., 1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Geological service of Morocco*. 251, 256 pp.
- Krijgsman, W., Langereis, W., Zachariasse, C.G., Boccaletti, W.J., Moratti, M., Gelati, G., Iaccarino, R., Papani, S., Villa, G.G., 1999a. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Rifean Corridor; Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology* 153, 147–160.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999b. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology* 188–189, 341–356.
- Loneragan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.
- Loomis, T.P., 1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science* 275, 1–30.

- López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., Müntener, O., 2001. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nova* 13, 327–332.
- Lustrino, M., Duggen, Svend, Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 104, 1–40.
- Martínez-García, P., Soto, J.I., Comas, M.C., 2011. Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters* 31, 19–36.
- Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., 2002. Orthogonal extension in the hinterland of the Gibraltar Arc (Betics, SE Spain). *Journal of Virtual Explorer*, 1–20.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), *Proc. II Planctonic Conference*. Edizioni Tectoscienza, vol. 2., pp. 739–785.
- McDowell, F., McIntosh, W., Farley, K., 2005. A precise Ar-Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* 214, 249–263.
- Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., 1996. Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 141–157.
- Michard, A., Chalouan, A., Montigny, R., Ouazani-Touhami, A., 1983. Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le Manteau supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 266, 1337–1340.
- Michard, A., Goffé, B., Bouybaouène, M., Saddiqi, O., 1997. Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova* 9, 171–174.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouène, M., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., 2006. Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 92–114.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., 2011. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography* 24 (2), 40–53, <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.26>.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., Saddiqi, O., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research* 111, B03401, <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003708>.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., Goffé, B., Jabaloy, A., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society* 148, 289–297.
- Montel, J.M., Kornprobst, J., Vielzeuf, D., 2001. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology* 18, 335–342.
- Morel, J.L., 1988. Évolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif-Maroc). *Geodiffusion Memoire* 4.
- Nash, D., 2013. Tectonic geomorphology of normal fault scarps. In: Shroder, J., Owen, L.A. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*, vol. 5. Academic Press, San Diego, CA, pp. 234–249, *Tectonic Geomorphology*.
- Negro, F., Agard, P., Goffé, B., Saddiqi, O., 2007. Tectonic and metamorphic evolution of the Tamsamani units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic–Rif arc. *Journal of the Geological Society, London* 164, 829–842.
- Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., Bouybaouène, M., 2006. Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 309–327.
- Okada, H., Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low Latitude Coccolith Biostratigraphy Zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology* 51, 321–325.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., Rimi, A., 2003a. The ultimate arc: differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic–Rif arc. *Tectonics* 22, 1–29.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M., Hurford, A.J., Kelley, S.P., Conrad, D., 1998. Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics* 17, 671–689.

- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17, 540–543.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A., Hollick, L., 2003. Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. *Geology* 31, 251.
- Polvé, M., (Ph.D. thesis) 1983. Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques : contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur. University Paris-7, 361 pp.
- Puga, E., Nieto, J.M., De Federico, A.D., 2000. Contrasting P–T paths in eclogites of the Betic ophiolitic association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain. *The Canadian Mineralogist* 38, 1137–1161.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews* 25, 3113–3137.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., 1999. Helium diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3845–3859.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T., Jermoumi, B., 1982. Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics* 82, 231–251.
- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouène, M., Dini, A., Gerdes, A., Phillips, D., Cozzupoli, D., 2010. Timing and modes of granite magmatism in the core of the Alboran Domain, Rif chain, northern Morocco: implications for the Alpine evolution of the western Mediterranean. *Tectonics* 29.
- Saddiqi, O., 1995. Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine: Arc de Gibraltar et Montagnes d'Oman. Université Hassan II, Casablanca.
- Saddiqi, O., Reuber, I., Michard, A., 1988. Sur la tectonique de dénudation du manteau infracontinental dans les Beni Bousera, Rif septentrional, Maroc. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II* 307, 657–662.
- Saji, R., Chalouan, A., 1995. Le bassin pliocène intramontagneux de Tirinense et son mode d'ouverture (Rif interne, Maroc). *Geogaceta* 17, 110–112.
- Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Lopez-Garrido, A., Martín-Martín, M., Hlila, R., 2007. Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios* 40, 191–205.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 148–161.
- Sosson, M., Morrillon, A.C., Bourgois, J., Féraud, G., Poupeau, G., Saint-Marc, P., 1998. Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics* 285, 253–273.
- Soto, J.I., Platt, J.P., Azañón, J.M., 1999. Pressure–temperature evolution of the metamorphic basement of the Alboran Sea: thermobarometric and structural observations. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 161, 263–279.
- Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P. (Eds.), *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 31–52.
- Spiegel, C., Kohn, B.P., Belton, D.X., Berner, Z., Gleadow, A.J.W., 2009. Apatite (U–Th–Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: the effect of He implantation. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 105–114.
- Spotila, J.A., 2005. Applications of low-temperature thermochronometry to quantification of recent exhumation in mountain belts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 449–466.
- Stich, D., Serpelloni, E., De Lis Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.
- Vergés, J., Fernández, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: the Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics* 579, 144–172.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews* 104, 111–142.
- Wernli, R., 1988. Micropaléontologie du Néogène post nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 331.

Wildi, W., Wernli, R., 1977. Stratigraphie et micropaléontologie des sédiments pliocènes de l'Oued Laou (côte méditerranéenne marocaine). *Archives des Sciences Genève* 30, 213–228.

Wolf, R.A., Farley, K.A., Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology* 148, 105–114.

Woodside, J.M., Maldonado, A., 1992. Styles of compressional neotectonics in the eastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters* 12, 111–116.

Zeck, H.P., 1996. Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics* 254, 1–16.

Zeck, H.P., Whitehouse, M.J., 2002. Repeated age resetting in zircons from Hercynian–Alpine polymetamorphic schists (Betic–Rif tectonic belt S. Spain)—a U–Th–Pb ion microprobe study. *Chemical Geology* 182, 275–292.

4. DATATION DE LA ZONE DE FAILLES D'AARABEN

4.1. Description de la zone de failles d'Aaraben

Un échantillon de schistes de la couverture Ghomaride a été prélevé au cœur de la zone de déformation ductile d'Aaraben (**Figure 99**). Cette zone de cisaillement ductile a une orientation ~NW/SE et présente un pendage de 60 à 70° vers le NE. Elle rejoue ensuite en faille normale dans le domaine fragile. Les micas blancs contenus dans cet échantillon (Ri11-05) ont été datés par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar .

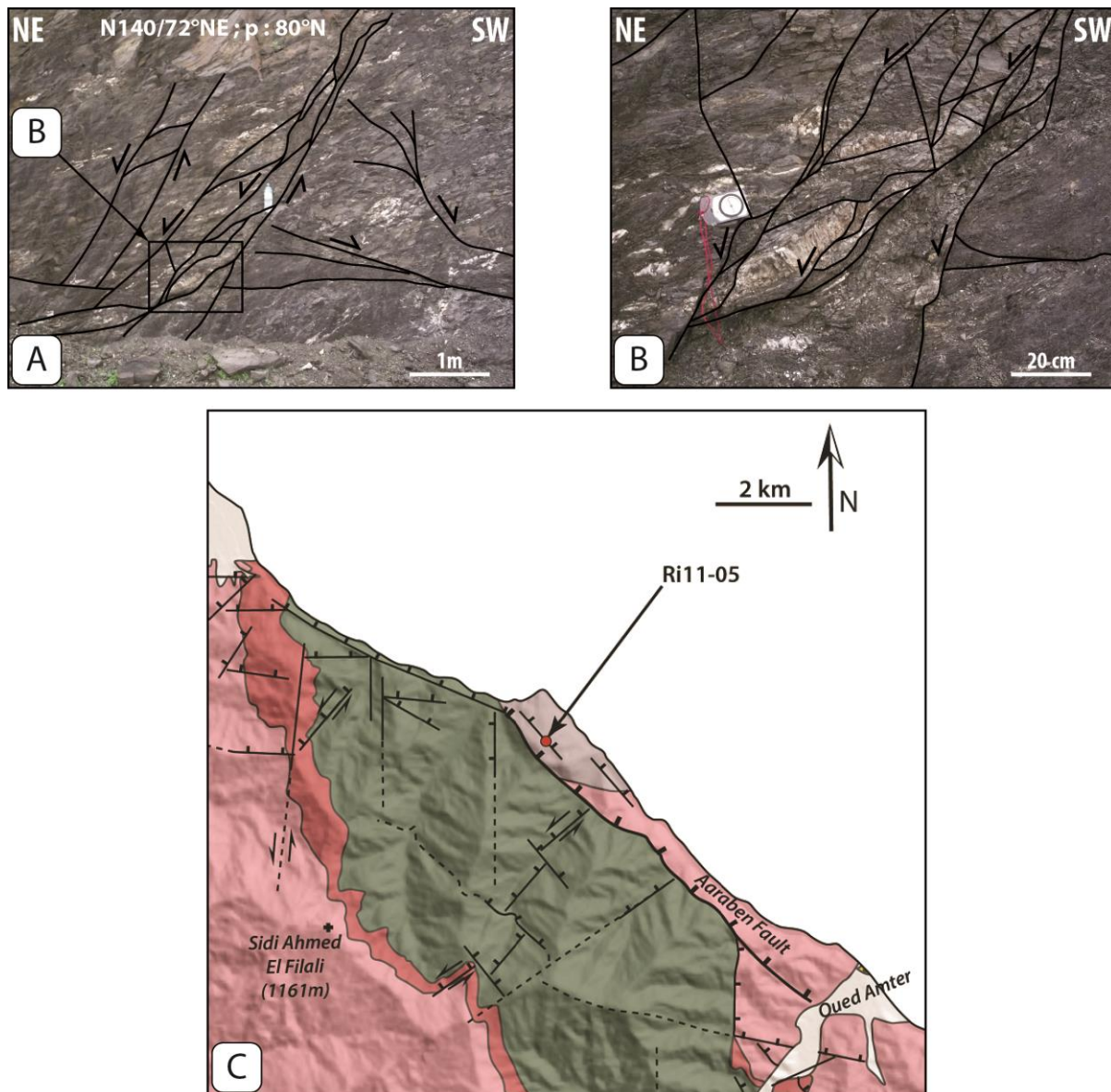


Figure 99 : A et B - Faille normale échantillonnée dans les Ghomarides ; C - Localisation de l'échantillon Ri11-05.

4.2. Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar

La datation de cet échantillon a été répétée trois fois. Les résultats sont résumés dans la **Table 5**. Les trois répliquats ont fourni des âges plateaux très peu perturbés qui sont tous concordants entre $28,12 \pm 0,31$ Ma, $28,27 \pm 0,30$ Ma et $28,36 \pm 0,35$ Ma (**Figure 100**). Les

âges isochrones inverses sont eux aussi concordants et s'étalent de $28,04 \pm 0,39$ à $28,22 \pm 0,45$ Ma. Les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ sont proches du rapport atmosphérique, suggérant que les minéraux datés ne présentent pas d'excès d'argon. La moyenne pondérée des âges plateaux est de $28,28 \pm 0,32$ Ma et est retenue comme la meilleure estimation de l'âge des muscovites.

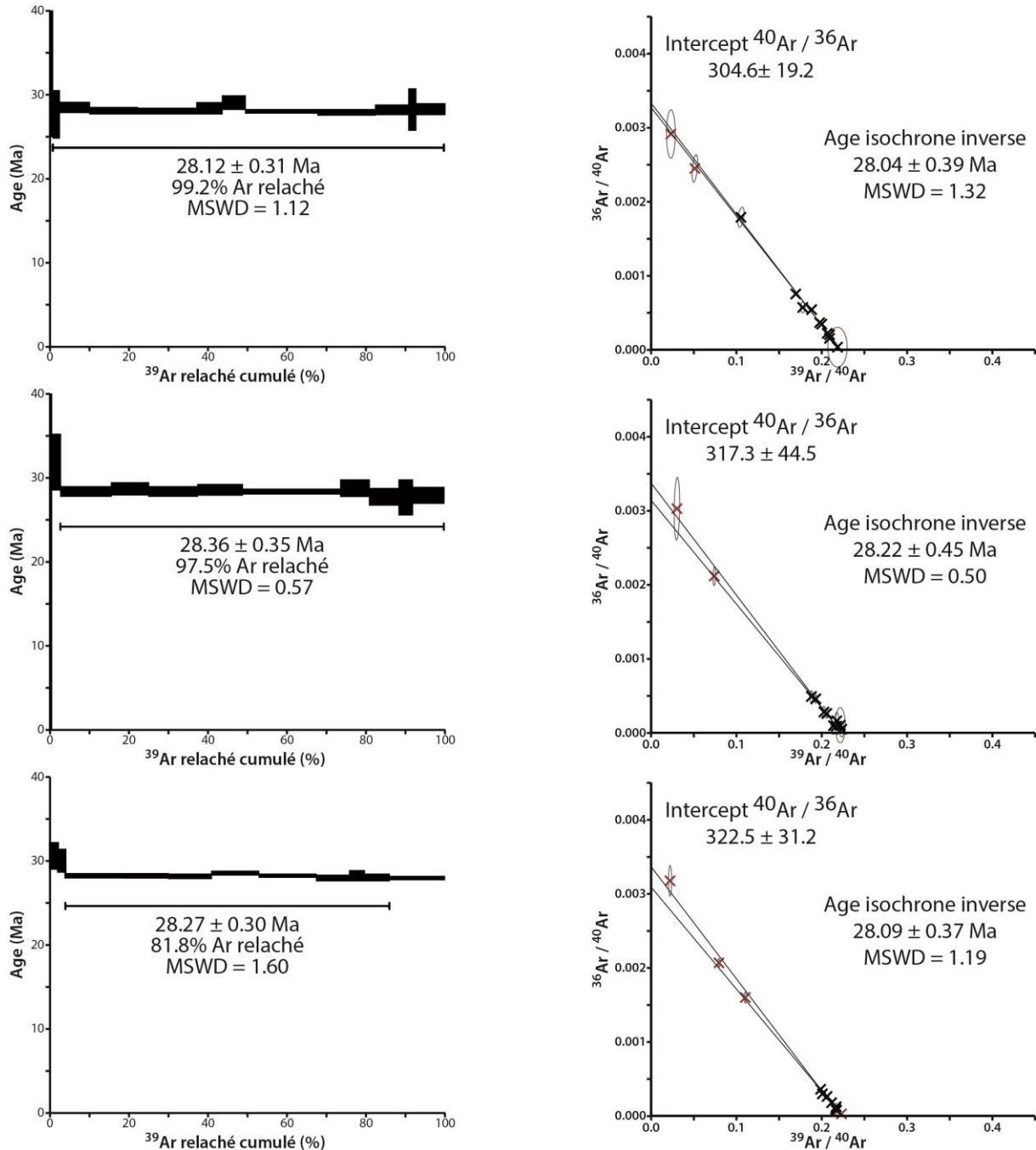


Figure 100 : Âges plateaux et isochrones inverses obtenus sur les trois réplicats de l'échantillon Ri11-05.

Echantillon	Lithologie	Minéral analysé	Age total (Ma)	Age Plateau (Ma)	Age isochrone inverse (Ma)	(40Ar/36Ar) _i	MSWD
Ri11-05	Zone de	Micas blancs	28.23 ± 0.33	28.12 ± 0.31	28.04 ± 0.39	304.6 ± 19.2	1.32
	disailement		28.40 ± 0.38	28.36 ± 0.35	28.22 ± 0.45	317.3 ± 44.5	0.5
	ductile		28.29 ± 0.30	28.27 ± 0.30	28.09 ± 0.37	322.5 ± 31.2	1.19

Table 5 : Récapitulatif des données ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenues sur l'échantillon Ri11-05.

4.3. Interprétation de l'âge obtenu

Les datations K-Ar sur micas blancs effectuées dans cette même unité ont fourni un âge de $133,0 \pm 0,4$ Ma (Michard et al., 2006 ; Chalouan et Michard, 1990). Cet âge a été interprété comme un âge intermédiaire résultant d'une réouverture partielle des systèmes isotopiques lors de l'évènement thermique oligo-miocène (Michard et al., 1991 ; **Figure 101**). Étant donnée la qualité des âges obtenus et leur reproductibilité, l'âge de $\sim 28,3$ Ma (Chattien inférieur) ne peut pas être expliqué par de tels processus de réouverture partielle.

Selon toute vraisemblance, l'âge de $\sim 28,3$ Ma correspond à l'âge de cristallisation des micas blancs néoformés dans une branche de la zone de cisaillement ductile d'Aaraben. Le jeu extensif de cette faille à l'Oligocène constituerait alors le premier témoin du début de l'amincissement lithosphérique dans la couverture superficielle des Ghomarides. Ce jeu est antérieur à l'évènement thermique oligo-miocène mis en relation avec la genèse des filons granitiques et les minéraux néoformés au cours du cisaillement auraient pu être préservés en raison de la position stratigraphique élevée de l'échantillon daté au sein des métasédiments des Ghomarides. Ainsi la température maximale atteinte par cette unité n'aurait pas permis la réouverture du système isotopique. Cette proposition est en accord avec les données de spectrométrie Raman effectuées dans les zones internes du Rif qui montrent que la formation échantillonnée a été soumise à des températures inférieures à 330°C (Negro et al., 2006). De telles températures ne sont pas suffisantes pour rouvrir totalement le système isotopique des micas blancs (Harrison et al., 2009).

De plus, cet âge est cohérent avec les données obtenues dans les domaines avoisinants :

- i) dans le bassin d'Alboran, dont le substratum a été exhumé en contexte extensif entre ~ 27 et 18 Ma (Platt et al., 1998 ; Platt et Whitehouse, 1999 ; Comas et al., 1999) ;
- ii) dans les Bétiques, Esteban et al. (2013) mettent en évidence deux phases extensives dans les Malaguides (équivalent des Ghomarides) et les Alpujarrides sous-jacentes (équivalent des Sebtides) : une première phase entre 33 à 25 Ma contemporaine de la mise en place des intrusions magmatiques (~ 33 Ma). et une seconde phase miocène (~ 18 Ma).

Cette phase d'extension précoce semble donc avoir affecté l'ensemble des domaines Ghomarides (Malaguides) dans tout l'arc de Gibraltar. Elle montre que l'empilement de ces unités serait antérieur à l'Oligocène moyen comme cela a déjà été proposé par Esteban et al. (2013) et Serrano et al. (2007, 2006).

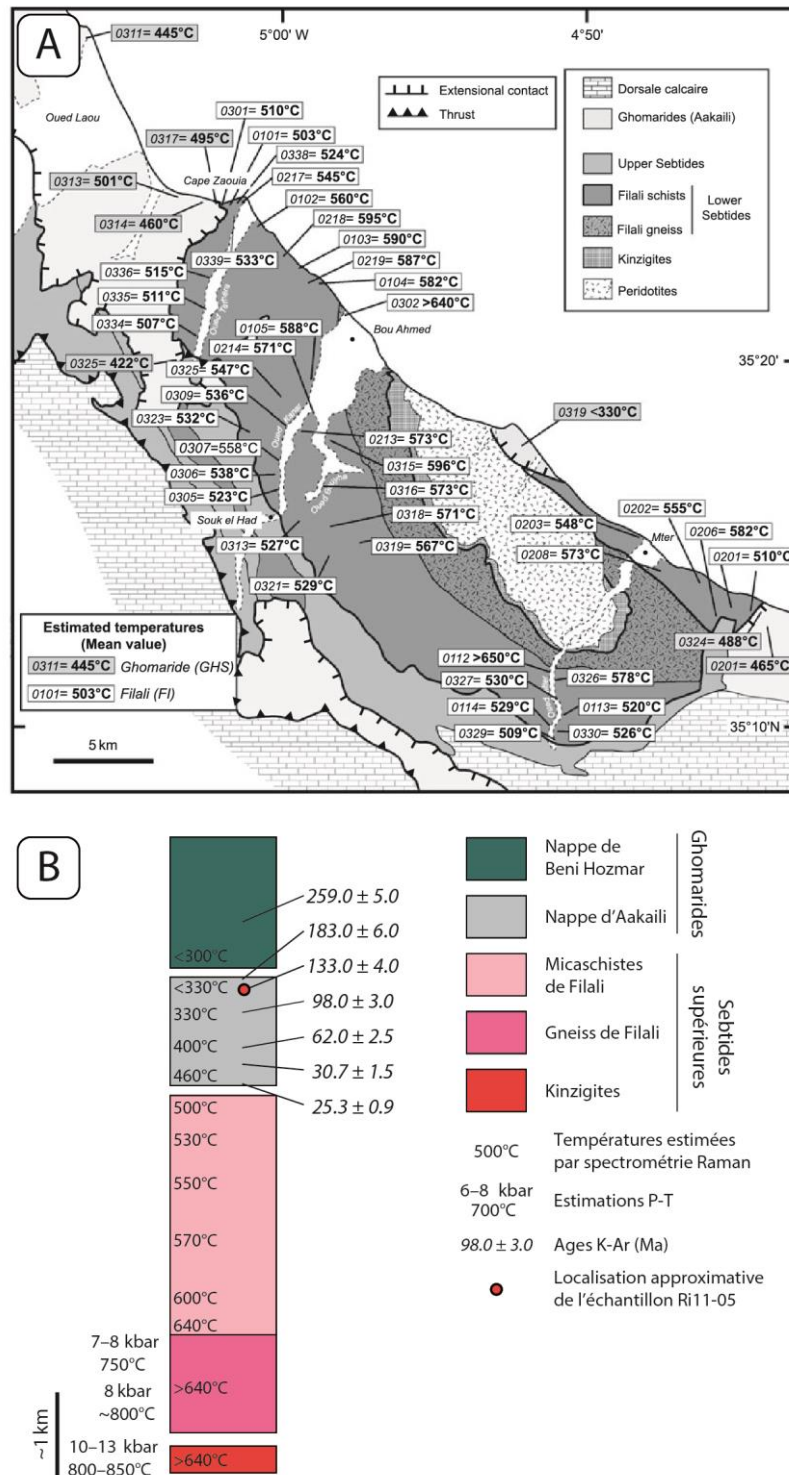


Figure 101 : A – Carte géologique du secteur de Beni Bousera montrant les températures estimées par spectrométrie Raman dans les Ghomarides et les Septides inférieures (Negro et al., 2006). B - Séquence lithologique et métamorphique des unités du Domaine d'Alboran dans le Rif montrant la position approximative de l'échantillon Ri11-05 (modifiée d'après Negro et al., 2006). Les estimations P-T du pic de métamorphisme sont tirées de Negro et al. (2006) ; El Maz et Guiraud (2001) et Bouybaouène et al. (1995). Les températures maximales atteintes et déterminées par Spectroscopie Raman sur Matériel Carboné sont tirées de Negro et al. (2006). Les âges K-Ar sont tirés de Chalouan et Michard (1990).

Le rejet vertical de la faille d'Aaraben a été estimé entre ~5 et 4 km (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995 ; Saji, 1993). Or, il lui avait été attribué un âge post-burdigalien et anté-pliocène. Cependant, les données AHe montrent que les mouvements verticaux affectant les Sebtides inférieures durant cette période ne dépassent pas ~1 à 1,5 km d'amplitude. Cela suggère que la majeure partie du jeu de la faille d'Aaraben a eu lieu avant la fin du Burdigalien. Elle a donc pu jouer un rôle important lors de l'exhumation des Sebtides inférieures dans le secteur de Beni Bousera. Les inversions de couples failles-stries réalisées dans le secteur de Beni Bousera suggèrent que cet accident a aussi pu rejouer durant les phases extensives D₁ et D₄.

5. LE JEU NÉOGÈNE DE LA FAILLE DE JEBHA

À quelques kilomètres au Sud du massif de Beni Bousera, les zones internes se trouvent en contact avec les zones externes et les flyschs maghrébins par l'intermédiaire de l'accident de Jebha. Au Sud, le domaine des flyschs, qui abrite les sommets les plus hauts du Rif, est probablement le siège de mouvements verticaux récents importants.

5.1. Travaux antérieurs

5.1.1. L'accident de Jebha

L'accident de Jebha constitue la limite Sud des zones internes et a une direction comprise entre N60 et N80. Au Sud de l'accident affleure la formation des flyschs de Tisirène (**Figure 103**). L'analyse cartographique de cette région indique que cette faille accommode le déplacement des zones internes d'au moins 50 km vers l'Ouest par rapport aux zones externes selon un mouvement principalement sénestre (Olivier, 1984 ; Andrieux, 1971). Les données géophysiques et géologiques permettent de dire qu'il s'agit d'un segment d'une importante zone de faille de direction ~ENE/WSW qui pourrait s'étendre depuis la côte Atlantique, environ 100 km au Nord de Rabat, jusqu'à la Ride d'Alboran et la Trans-Alboran Shear Zone (Tejera De Leon, 1997 ; Morley, 1987 ; Bellot, 1985 ; Galdeano et Rossignol, 1977 ; Demnati, 1972 ; Van Den Bosch, 1971).

Entre Jebha et Chrafate, l'accident accommode le chevauchement des zones internes sur les flyschs, fonctionnant alors en rampe latérale durant la mise en place des zones internes sur les flyschs et les zones externes (Frizon de Lamotte et al., 1991). Dans le secteur de Jebha, le jeu majeur sénestre a ensuite été suivi d'un jeu dextre avec une composante inverse (Benmakhlouf et al., 2012 ; Saji, 1993) puis enfin d'un jeu normal (Saji, 1993). Dans les zones externes, le jeu en rampe latérale de l'accident de Jebha est limité à la couverture sédimentaire, à l'aplomb d'une discontinuité crustale majeure délimitant deux blocs distincts (Tejera De Leon, 1997). Les données gravimétriques indiquent que la croûte est plus mince dans le compartiment Sud (~25 km) que dans le compartiment Nord (30 à 40 km ; Mancilla et al., 2012 ; Favre, 1995 ; Van Den Bosch, 1971).

5.1.2. Histoire thermique des flyschs de Tisirène

L'histoire thermique des flyschs de Tisirène localisés au Sud de l'accident de Jebha a été contrainte jusqu'à près de 60°C grâce aux données traces de fission sur zircons et apatites (Azdimousa et al., 2003).

Les flyschs de Tisirène se sont déposés au cours du Crétacé inférieur. Les traces de fission sur zircons fournissent des âges supérieurs à l'âge de dépôt (du Paléozoïque au Crétacé inférieur). Le système isotopique des traces de fission sur zircons n'a pas été rouvert et les flyschs n'ont donc pas été chauffés à plus de 200°C lors de leur enfouissement (Azdimousa et al., 2003).

Les données (U-Th)/He sur zircons présentent aussi des âges plus vieux que la période de sédimentation (Lefevre, 2014). Seuls quelques âges témoignent d'une réouverture partielle du système isotopique ZHe autour de ~50-45 Ma. Les flyschs de Tisirène auraient donc été peu enfouis mais auraient atteint des températures de l'ordre de 170-180°C (toit de la ZCP du système ZHe ; Reiners et al., 2004) vers ~50-45 Ma (Lefevre, 2014). En considérant un gradient géothermique moyen de 30°C/km, cela ne correspond qu'à des profondeurs de l'ordre de 6,5 à 5,5 km. Les données AFT montrent que ces formations ont traversé la Zone de Cicatrisation Partielle (~110-60°C ; Green et al., 1986) entre ~18 et 16 Ma (Azdimousa et al., 2003).

Les données thermochronologiques obtenues dans les formations sous-jacentes de Tanger-Kétama (Intrarif, zones externes) suggère que les flyschs de Tisirène et l'unité de Tanger-Kétama aient subi une évolution du refroidissement similaire depuis le Crétacé supérieur (Azdimousa et al., 2003 ; Vazquez et al., 2013).

5.2. Histoire du refroidissement néogène des flyschs au Sud de Jebha

Afin d'avoir une première estimation du calendrier de l'exhumation des flyschs de Tisirène et de Chouamat-Melloussa, au Sud de l'accident de Jebha, 3 échantillons ont été prélevés sur un transect ~NE/SW du niveau de la mer jusqu'au Jbel Tisirène. La position de l'ensemble des échantillons est visible sur la **Figure 103**. L'échantillon M10-19 a été prélevé sur la rive Ouest de l'Oued S'Fetch, à 150 m d'altitude. Le M10-20 sur le versant Nord du Jbel Chouamat, à près de 1175 m d'altitude. L'échantillon M10-27 a été prélevé sur les flancs du Jbel Tisirène, à la sortie du village de Bab Berret, à près de 1360 m d'altitude. Les échantillons M10-19 et M10-27 sont issus des formations crétacées de la nappe de Tisirène. Le M10-20 provient de la nappe de Chouamat-Melloussa. La répartition spatiale des échantillons, parallèle à l'accident de Jebha, permettra d'estimer si ce réseau de failles a accommodé des mouvements verticaux différentiels.

5.2.1. Résultats (U-Th)/He sur apatites

La nature détritique de ces roches a rendu difficile la séparation des minéraux, car elles sont beaucoup moins riches en apatites que les roches métamorphiques des Sebtides. De plus, les minéraux ont perdu leur géométrie initiale.

Dix répliquats sur monograins ont pu être réalisés le long du transect (6 cristaux pour le M10-19, 1 seul pour le M10-20 et 3 pour le M10-27 ; **Table 6**). Les âges AHe individuels varient de manière significative (~6 Ma de variation pour le M10-19 et ~8 Ma pour le M10-27). Ils s'étendent de $3,66 \pm 0,17$ à $12,35 \pm 0,28$ Ma (**Figure 102-A et B**). Il est possible de voir un pic d'âges individuels autour de ~8 Ma. Les âges moyens sont de $8,96 \pm 2,36$ Ma pour le M10-19 et $7,65 \pm 3,98$ Ma pour le M10-27. En tenant compte des marges d'erreur, ils sont dans la même gamme d'âges. Aucune relation entre les âges AHe et l'altitude ne peut être établie en raison du petit nombre d'échantillons, mais cela peut également être lié à une traversée relativement rapide de la ZRP.

Echantillons	Altitude (m)	U238 (ppm)	Th232 (ppm)	Th/U	He4 (nmol/g)	[eU] (ppm)	Longueur (μm)	Rayon (μm)	Âges calculés (Ma)	Erreur analytique (2σ en Ma)	Ft	Âges corrigés (Ma)	Âges moyens pondérés (±2σ en Ma) ⁽¹⁾
M10.19B	150	13.25	159.00	12.00	1.31	50.61	110.0	37.7	4.76	0.25	0.624	7.63	8.96 ± 2.36
M10.19C	150	65.56	202.25	3.08	4.53	113.09	106.0	32.0	7.40	0.28	0.599	12.35	
M10.19D	150	10.30	18.23	1.77	0.63	14.58	111.0	48.0	7.96	0.59	0.705	11.29	
M10.19F	150	2.79	90.61	32.45	0.59	24.09	110.0	51.0	4.47	0.34	0.690	6.48	
M10.19K	150	13.46	118.90	8.83	1.05	41.40	108.0	40.0	4.67	0.31	0.643	7.26	
M10.19L	150	15.17	100.50	6.63	1.44	38.78	134.0	52.5	6.86	0.25	0.723	9.49	
M10.20C	1175	10.82	24.03	2.22	0.36	16.46	88.0	44.0	4.02	0.45	0.664	6.05	7.65 ± 3.98
M10.27 A	1360	57.99	66.83	1.15	2.70	73.70	158.3	51.5	6.80	0.14	0.747	9.10	
M10.27 B	1360	24.88	159.46	6.41	0.79	62.35	122.7	37.3	2.33	0.17	0.637	3.66	
M10.27 D	1360	86.20	24.32	0.28	4.31	91.91	187.4	52.2	8.69	0.28	0.762	11.40	

Table 6 : Données (U-Th)/He sur apatites au Sud de l'accident de Jebha. [eU]=[U238]+0.235[Th232] en ppm. Les facteurs de correction Ft ont été calculés à l'aide du logiciel Qt_FT (Gautheron et Tassan-Got, 2010 ; Gautheron et al., 2009).

Les âges obtenus sur l'apatite standard de Durango étant reproductibles, la dispersion des âges individuels est attribuée aux hétérogénéités chimiques dans les différents cristaux. Ces hétérogénéités sont d'autant plus importantes que les apatites datées proviennent de roches détritiques. Les apatites triées peuvent donc être originaires de formations géologiques différentes et donc avoir des compositions chimiques très diverses.

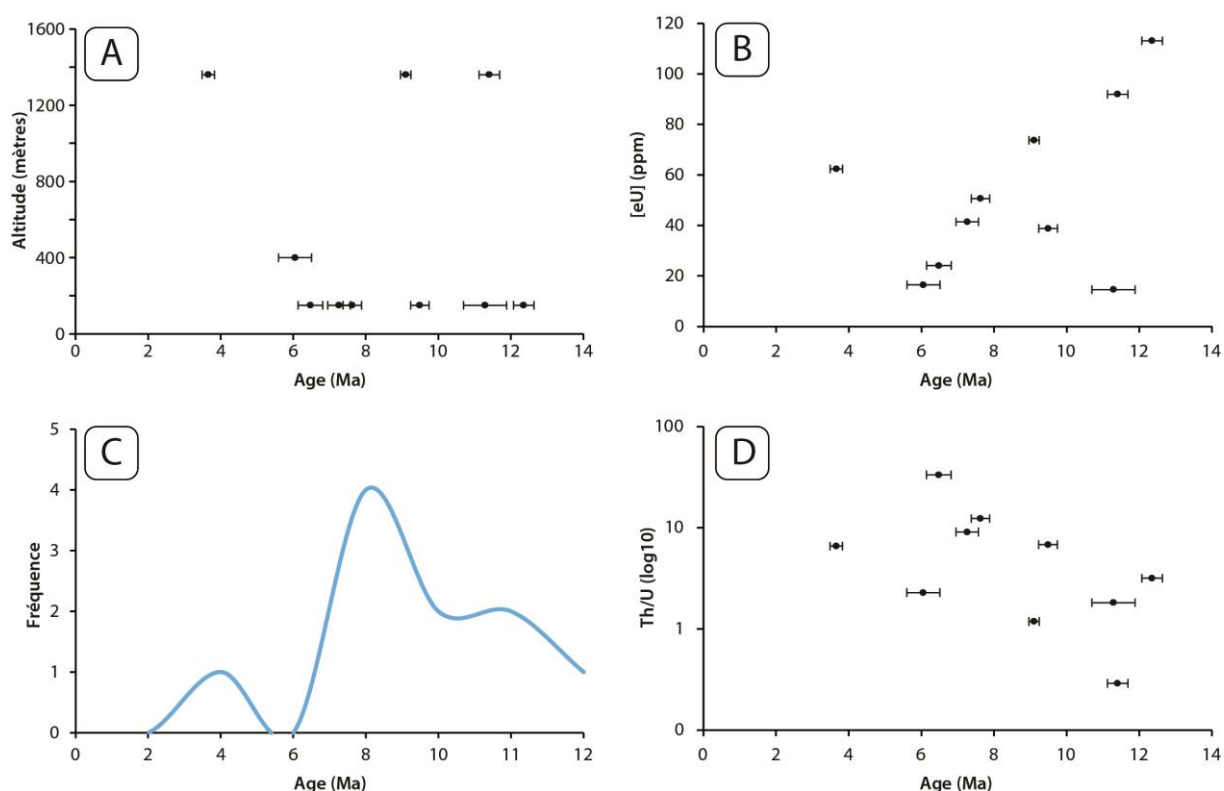


Figure 102 : A - Diagramme âges-altitude. Les échantillons les plus bas ont été prélevés sur la côte méditerranéenne et les plus hauts au Jbel Tisirène. B - Courbe de fréquence des âges AHe (le pas de temps est de 2 Ma). C - Diagramme montrant la relation entre les âges AHe et la concentration effective en U ([eU]). D - Diagramme montrant la relation entre les âges AHe et le ratio Th/U.

Cette hypothèse est confirmée par la grande variabilité des rapports Th/U et des concentrations effectives en U ([eU]) de chacun des grains (**Figure 102-C et D**). Il est d'ailleurs possible d'observer une relation positive entre les âges AHe et la concentration

[eU]. Les implications d'une telle relation ont déjà été expliquées pour les études AHe effectuées à Ceuta, Cabo negro et Beni Bousera (voir Chapitre 4, section 4.2.3.). De plus, il y a aussi une relation négative entre les âges AHe et le rapport Th/U. Les échantillons contenant plus d'U relativement au Th ont probablement des températures de fermeture plus élevées et donc des âges plus vieux.

5.2.2. Interprétation et discussion des résultats

5.2.2.1. Histoire de refroidissement et surrection des flyschs de Tisirène

Les âges AHe individuels et moyens obtenus dans les flyschs sont plus jeunes que les âges AFT centraux disponibles (Vazquez et al., 2013 ; Azdimousa et al., 2003). Il est possible de calculer un taux de refroidissement moyen compris entre 4 et 10°C/Ma entre le Burdigalien supérieur et le Tortonien. En considérant un gradient géothermique moyen de l'ordre de ~30°C/km, cela correspond à un taux de surrection estimé entre 0,13 et 0,33 mm/an durant cette même période.

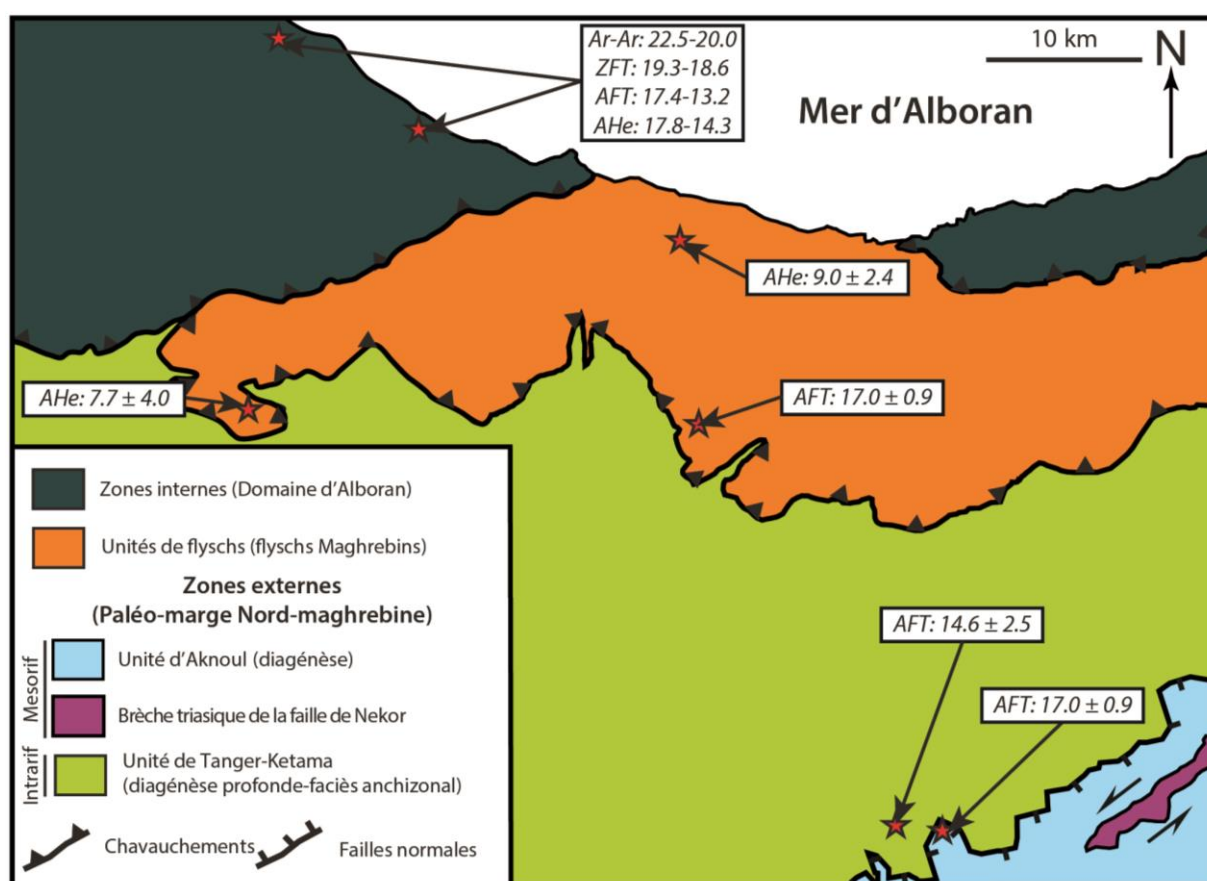


Figure 103 : Carte géologique du Nord du Rif central avec la localisation des échantillons datés par la méthode AHe au cours de cette étude et des échantillons datés par la méthode AFT par Azdimousa et al. (2003). Pour les âges du secteur de Beni Bousera : Michard et al. (2006) ; Rossetti et al. (2010) ; Azdimousa et al. (2013). Modifiée d'après Vazquez et al. (2013).

Selon ce même gradient thermique, ces roches étaient enfouies entre 1 et 1,5 km de profondeur au Tortonien. Elles sont aujourd'hui à des altitudes comprises entre 150 et 1360 m d'altitude. Le taux d'exhumation/surrection entre le Tortonien et l'actuel peut donc être estimé entre 0,12 et 0,37 mm/an. Il n'y a donc pas eu d'importantes variations du taux de

surrection, détectables avec les méthodes utilisées, depuis le Burdigalien supérieur. De plus, l'absence de dépôts pliocènes marins dans ce secteur peut expliquer cette surrection.

5.2.2.2. *Rôle de la faille de Jebha dans les mouvements verticaux de la chaîne du Rif*

Les âges AHe obtenus dans les flyschs de Tisirène au Sud de la faille de Jebha (~9-7 Ma) sont bien plus jeunes que ceux obtenus au Nord, dans l'ensemble des Sebtides (~20 à 14 Ma ; **Figure 103**). Ces données remettent en question l'âge Burdigalien moyen-supérieur du dernier jeu de l'accident de Jebha (Olivier, 1984) et montrent que cet accident accommode des mouvements verticaux différentiels entre les compartiments Nord et Sud au moins jusqu'au Tortonien supérieur, voire jusqu'à l'actuel.

L'étude structurale du secteur de Jebha montre que les contacts majeurs entre les différentes unités des zones internes ont enregistré deux phases de déformation postérieures au jeu en décrochement sénestre (Benmakhlouf et al., 2012 ; Saji, 1993) :

- i) une phase compressive avec un mouvement dextre et une composante inverse ;
- ii) et une phase extensive avec un mouvement normal.

Dans le premier cas, la surrection des flyschs de Tisirène pourrait être liée à leur plissement et leur épaississement. Dans le second cas, l'extension aurait pu provoquer l'effondrement du compartiment Nord par rapport au compartiment Sud.

6. EXHUMATION ET SURRECTION NÉOGÈNE DE LA PARTIE SUD DES ZONES INTERNES

L'ensemble des données thermochronologiques apporte de nouvelles contraintes quant à l'exhumation des Sebtides inférieures dans la zone de Beni Bousera. Entre 22,5 et 20 Ma, les unités les plus profondes ont subi un refroidissement très rapide, de l'ordre de 60-100°C/Ma. Les modélisations thermiques suggèrent que ce refroidissement a ralenti entre 20 et 18 Ma. Ces unités auraient ensuite subi une période de stase vers ~110°C à 15 Ma avant d'arriver définitivement la surface à 13 Ma. Deux hypothèses peuvent être avancées afin d'expliquer cette phase de réchauffement :

- i. les unités du secteur de Beni Bousera ont été réenfouies lors de la phase de rétro-charriage qui aurait mis en place différentes klippes sur le toit de ces unités (e.g. Chalouan et al., 2008) ;
- ii. ce réenfouissement pourrait aussi être dû à la subsidence de ces unités sous les séries aquitano-burdigaliennes, érodées depuis (e.g. Serrano et al., 2007, 2006).

L'analyse des bassins pliocènes montre qu'après que l'exhumation des Sebtides inférieures a cessé, les zones internes ont subi une surrection pendant et après le Pliocène inférieur, à une vitesse comprise entre 0,01 et 0,03 mm/an.

En définitive, l'analyse structurale et thermochronologique de ce secteur montre qu'après la mise en place des Ghomarides sur les Sebtides, les zones internes sont affectées par :

- i) une phase d'extension du Chattien (~28 Ma) au Burdigalien inférieur dans les Ghomarides et Sebtides ;
- ii) une phase de compression ~NE/SW, post-Burdigalien inférieur, qui provoque le chevauchement de la Dorsale Calcaire sur les flyschs et le domaine externe et les

- rétro-charriages vers les zones internes. Cette phase de déformation est marquée principalement par le déversement du massif de Beni Bousera vers le NE (Kornprobst, 1974) et par quelques failles inverses mineures ;
- iii) une phase de compression ~N/S, du Burdigalien moyen au Miocène supérieur, à dominante essentiellement décrochante, qui est probablement à l'origine de l'ouverture des bassins transtensifs ~NE/SW. Cette phase a aussi pu faire rejouer les contacts chevauchants majeurs en failles normales (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995 ; Garcia-Dueñas et al., 1992) ;
 - iv) une phase d'extension radiale, de la fin du Miocène (Cornée et al., 2014) à l'actuel, qui a fait rejouer les failles majeures formées lors de phases précédentes.

Les flyschs crétacés de Tisirène, au Sud de l'accident de Jebha, ont traversé la gamme de température ~110-60°C entre 20 et 14 Ma (AFT ; Vazquez et al., 2013 ; Azdimousa et al., 2003) puis sont arrivées à des températures de surface (~40°C) entre 9 et 7 Ma (AHe). Les flyschs se sont donc exhumés durant le Néogène supérieur à une vitesse comprise entre 0,13 et 0,33 mm/an, alors que les Sébides inférieures n'ont subi que des mouvements verticaux de faible ampleur depuis le Miocène moyen. La vitesse d'exhumation/surrection de la zone des flyschs du Tortonien à l'actuel est estimée entre 0,12 et 0,37 mm/an, c'est-à-dire près de dix fois plus rapide que le taux de surrection estimé pour le Sud des zones internes entre le Pliocène et l'actuel. De telles différences de vitesse de surrection ne peuvent être expliquées que par des moteurs différents.

Ces données obligent également à reconsidérer le rôle et la période d'activité de la faille de Jebha qui permet l'exhumation différentielle des compartiments Nord et Sud du Néogène à l'Actuel. Cette faille jouerait un rôle majeur dans l'histoire néogène à actuelle de la zone des flyschs.

***CHAPITRE 6 : ÉVOLUTION DU CHAMP DE
DÉFORMATION ET DES MOUVEMENTS
VERTICAUX NÉOGÈNES DANS LA CHAÎNE DU RIF***

1. ÉVOLUTION NÉOGÈNE DU CHAMP DE DÉFORMATION ET DE LA SURRECTION DE LA CHAÎNE DU RIF ENTRE CEUTA ET JEBHA

1.1. Structure et évolution actuelle des zones internes de la chaîne du Rif

L'analyse structurale des différents secteurs étudiés, complétée par une analyse de M.N.T. (Modèle Numérique de Terrain) et de photographies aériennes, ainsi que par les données bibliographiques, ont permis de proposer une nouvelle carte structurale des zones internes du Rif (**Figure 104**).

Ce domaine apparaît alors comme un segment orogénique dont les structures ont été arquées et recoupées par de grands faisceaux de failles plurikilométriques transverses à la chaîne. Ces réseaux de failles individualisent des blocs indépendants caractérisés par des champs de déformation différents et des mouvements verticaux différentiels.

Une de ces limites majeures est l'accident de Tétouan, qui sépare le Nord et le Sud des zones internes (Benmakhlouf, 1990). Dans le compartiment Nord, les structures compressives alpines sont orientées ~N/S, tandis qu'elles sont ~NNW/SSE à ~NW/SE dans le compartiment Sud (**Figure 104**). Tahayt et al. (2008) montrent que le compartiment au Nord de l'accident de Tétouan constitue une zone intermédiaire entre les déplacements de l'Ibérie et de l'Afrique (**Figure 105**). L'accident de Tétouan, formé par un ensemble de failles ~ENE/WSW dextres à composante inverse, constitue alors la bordure Nord du bloc central du Rif qui se déplace actuellement vers le SSW. Il accommoderait donc des mouvements horizontaux et verticaux différentiels entre les deux compartiments. L'analyse tectonique présentée dans cette étude montre cependant que ces déplacements ne sont plus actifs aujourd'hui.

D'autres faisceaux de failles semblables ont été cartographiés dans l'ensemble des zones internes (**Figure 104**) mais semblent avoir induit des mouvements moins importants, comme l'accident d'Oued Laou. Les rias messiniennes de Tétouan, Oued Laou, Oued Tihissasse et Oued Amter se situent dans ces réseaux de failles majeurs et constituent, encore aujourd'hui, les bassins versants les plus importants du Rif interne.

1.2. Mouvements verticaux néogènes

Le refroidissement et les derniers stades de surrection des Sebtides inférieures ont été contraints par les données de thermochronologie basse-température. Les mouvements verticaux plio-quaternaires, quant à eux, ont pu être étudiés grâce à l'analyse des bassins marins pliocènes.

1.2.1. Évolution du refroidissement

1.2.1.1. Les Sebtides inférieures

Dans tous les secteurs étudiés dans les zones internes rifaines, les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar sont tous compris dans la même gamme, entre ~22,5 et 20,5 Ma (**Figure 106**). Ils enregistrent le refroidissement consécutif à l'évènement thermique oligo-miocène. Ces âges montrent que cet évènement HT-BP a affecté l'ensemble des Sebtides inférieures de Beni Bousera à Ceuta

(e.g. Rossetti et al., 2010 ; Michard et al., 2006 ; cette étude), les Sebtides supérieures dans les Beni Mezala, ainsi que la base des nappes ghomarides (e.g. Michard et al., 2006).

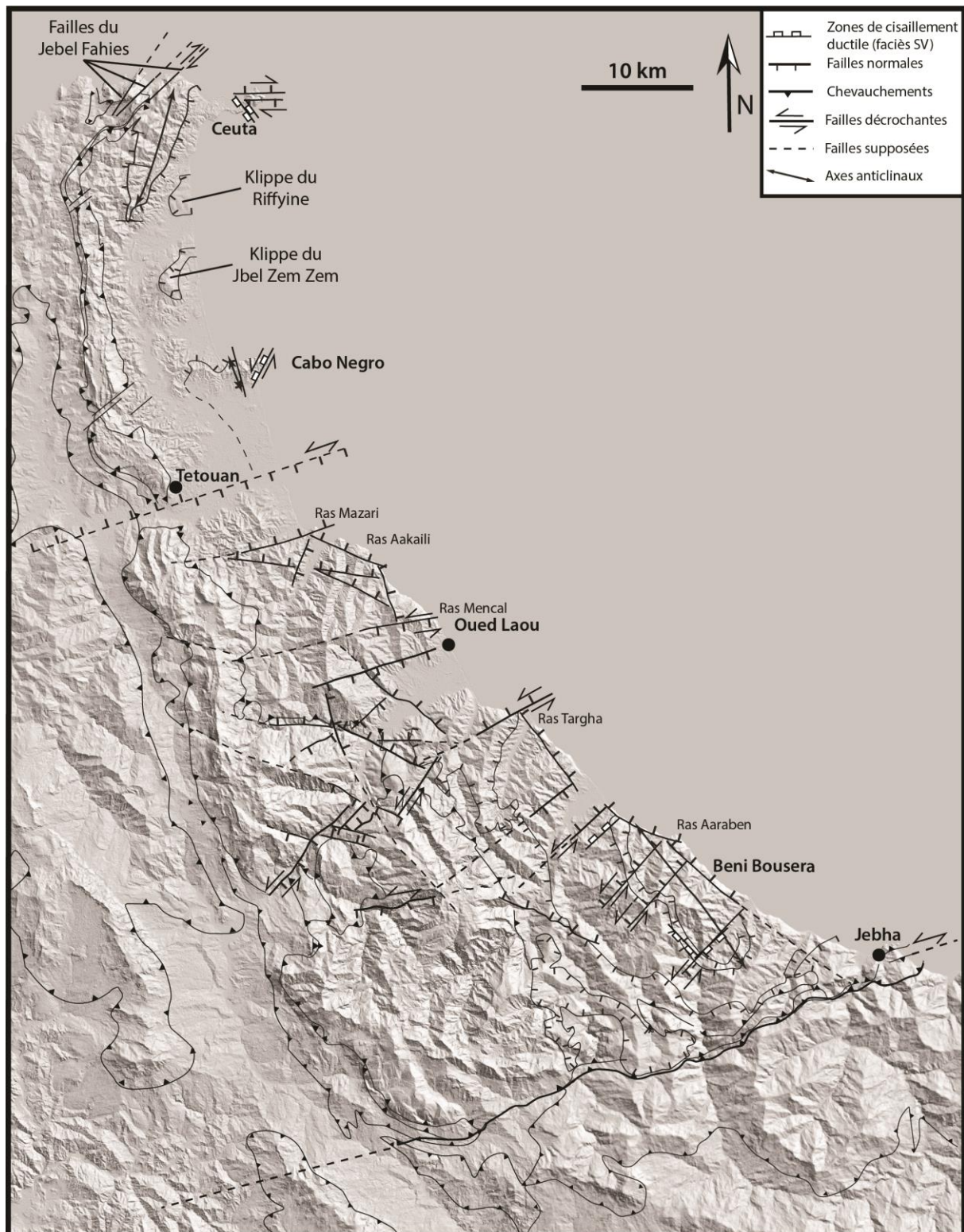


Figure 104 : Carte structurale des zones internes sur M.N.T au pas de 20 m.

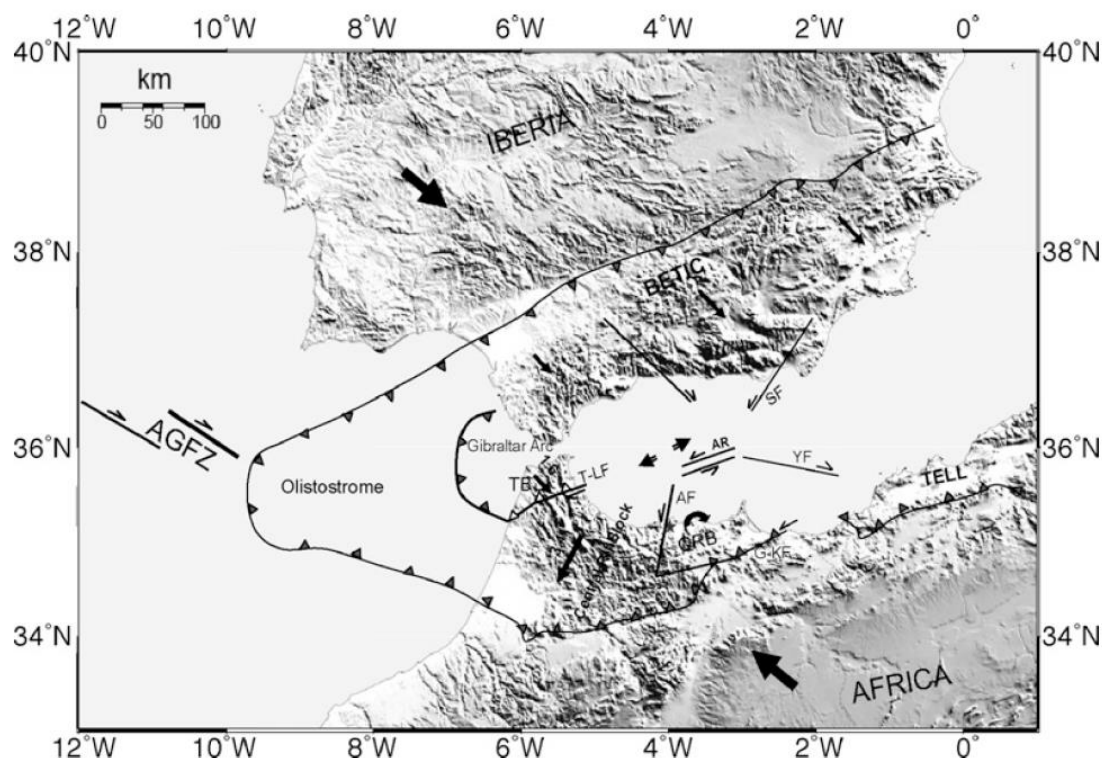


Figure 105 : Interprétation structurale de la région d'Alboran (Tahayt et al., 2008). Les flèches larges indiquent la direction générale de la convergence relative Afrique-Ibérie. Les flèches étroites indiquent les vecteurs de vitesse des mouvements actuels de chaque bloc.

AGFZ : Zone de Faille des Açores-Gibraltar ; AF : Faille d'Al Hoceima ; AR : Ride d'Alboran ; G-KF : Faille de Gareb-Kebdana ; T-LF : Faille de Tétouan-Larache ; SF : Faille de Serrata ; YF : Faille de Yussuf ; TB : Bloc de Tanger ; ORB : Bloc du Rif Oriental.

À Ceuta, le refroidissement consécutif à l'évènement thermique a été quasi-instantané, et plus particulièrement dans les formations du Monte Hacho. Les âges obtenus sont tous confondus entre ~22 et 20 Ma, quelle que soit la méthode utilisée. Dans l'unité supérieure de Ceuta, les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar et AFT sont aussi restreints à cet intervalle de temps mais les âges AHe sont plus jeunes (~18,6- 14,4 Ma ; **Figure 106**). Les modélisations d'histoire thermique ont permis de calculer les taux de refroidissement suivants :

- i) l'unité du Monte Hacho a subi un refroidissement quasi-instantané, de plus de ~400°C à près de ~60-40°C, consécutif à l'évènement thermique oligo-miocène, de 22 à 20 Ma. Le taux de refroidissement durant cette période est estimé à près de ~200°C/Ma ;
- ii) l'unité supérieure de Ceuta a d'abord subi un refroidissement semblable à celle du Monte Hacho, de plus de ~400°C à moins de ~110°C entre 22 et 20 Ma. Cela correspond à un refroidissement de l'ordre de 150°C/Ma ;
- iii) elles ont ensuite atteint des températures de sub-surface (~60-40°C) entre 18,6 et 14,4 Ma à une vitesse comprise entre ~20 et 40°C/Ma.

L'écart entre les âges AHe, ainsi qu'entre les taux de refroidissement, dans les unités de Ceuta et du Monte Hacho est expliqué par le jeu de failles normales délimitant ces compartiments (voir Chapitre 4, section 3.4).

Les âges obtenus dans les formations de Cabo Negro montrent qu'elles ont subi une histoire thermique comparable à celle de l'unité du Monte Hacho. Les âges obtenus par les

méthodes ^{40}Ar - ^{39}Ar , AFT et AHe sont en effet tous compris entre ~22 et 20 Ma (**Figure 106**). Le taux de refroidissement durant cette période est aussi de l'ordre de ~200°C/Ma.

Dans la zone de Beni Bousera, les données traces de fission sur zircons et sur apatites (Azdimousa et al., 2013) et (U-Th)/He sur apatites suggèrent que l'ensemble des unités du secteur de Beni Bousera ont atteint des températures de l'ordre de sub-surface (~80-40°C) entre ~15 et 13 Ma. Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus dans la zone de cisaillement ductile d'Aaraben suggèrent qu'elle a pu accommoder la surrection de ces formations dès l'Oligocène moyen. Les modélisations de trajets de refroidissement permettent de proposer l'évolution thermique suivante :

- i) un premier refroidissement de l'ordre de 60-100°C/Ma de ~22,5 à 18 Ma ;
- ii) un arrêt du refroidissement à ~100°C entre ~18 et 15 Ma ;
- iii) un dernier refroidissement jusqu'à la surface de ~15 à 13 Ma à une vitesse de l'ordre de ~30°C/Ma.

Le fait que les formations de Ceuta et de Cabo Negro ont subi un refroidissement quasi-instantané entre ~22 et 20 Ma alors que celles de Beni Bousera ont d'abord refroidi progressivement entre ~22 et 18 Ma peut être expliqué par l'existence d'un accident majeur, séparant les parties Nord et Sud des zones internes. Il aurait permis au compartiment Nord de se surélever plus rapidement que le compartiment Sud. Ces mouvements verticaux différentiels ont pu être accommodés par le jeu en faille normale de l'accident de Tétouan lors de la phase extensive aquitano-burdigalienne (Benmakhlouf, 1990). Cette extension est compatible avec le champ de déformation D_1 .

D'autre part, les méthodes AHe et AFT n'enregistrent aucun évènement plus récent que 15-13 Ma dans l'ensemble des Sebtides inférieures. Cela suggère que les mouvements verticaux postérieurs au Miocène moyen ont eu une amplitude cumulée inférieure à ~1,5-1 km.

Les importants taux de refroidissement estimés dans les unités de Ceuta et de Cabo Negro pendant la période aquitano-burdigalienne ne peuvent pas être simplement traduits en taux d'exhumation. Or, ces taux de refroidissement ne sont que des estimations minimales. À Ceuta et Cabo Negro, les données U-Pb sur les bordures des zircons et monazites fournissent aussi des âges compris dans cet intervalle de temps entre ~22 et 20 Ma, comme à Beni Bousera (Homonnay, 2014 ; Rossetti et al., 2010 ; Montel et al., 2000), les taux de refroidissement seraient alors plutôt de l'ordre de 300-250°C/Ma.

Les estimations P-T de l'évènement HT-BP effectuées dans les formations de Beni Bousera et dans les orthogneiss de Ceuta sont comprises entre 4,5-3 kbar et ~500-300°C (Ruiz-Cruz et Sanz de Galdeano, 2012a ; Michard et al., 2006, 1977 ; Haissen et al., 2004 ; El Maz et Guiraud, 2001). Il en découle que :

- i) l'évènement thermique oligo-miocène aurait donc affecté les Sebtides inférieures lorsqu'elles étaient déjà proches de la surface, entre ~13-14 et 9 km de profondeur ;
- ii) la majorité de l'exhumation de ces formations, depuis des conditions de HP voire de UHP, a donc eu lieu avant l'évènement thermique. Le refroidissement enregistré par les thermochronomètres moyenne- et basse-température ne correspond alors qu'aux derniers stades d'exhumation de ces unités, de près de ~14-9 km de profondeur jusqu'à ~1,5-1 km de profondeur.

- iii) pendant l'Aquitanién-Burdigalien inférieur, le gradient géothermique était compris entre 30 et 50°C/km dans les 12 à 9 premiers kilomètres de la croûte, soit jusqu'à 50% de plus que le gradient géothermique actuel moyen. Ces estimations sont compatibles avec le paléo-gradient géothermique estimé dans les Ghomarides pour la même période (Negro et al., 2006).

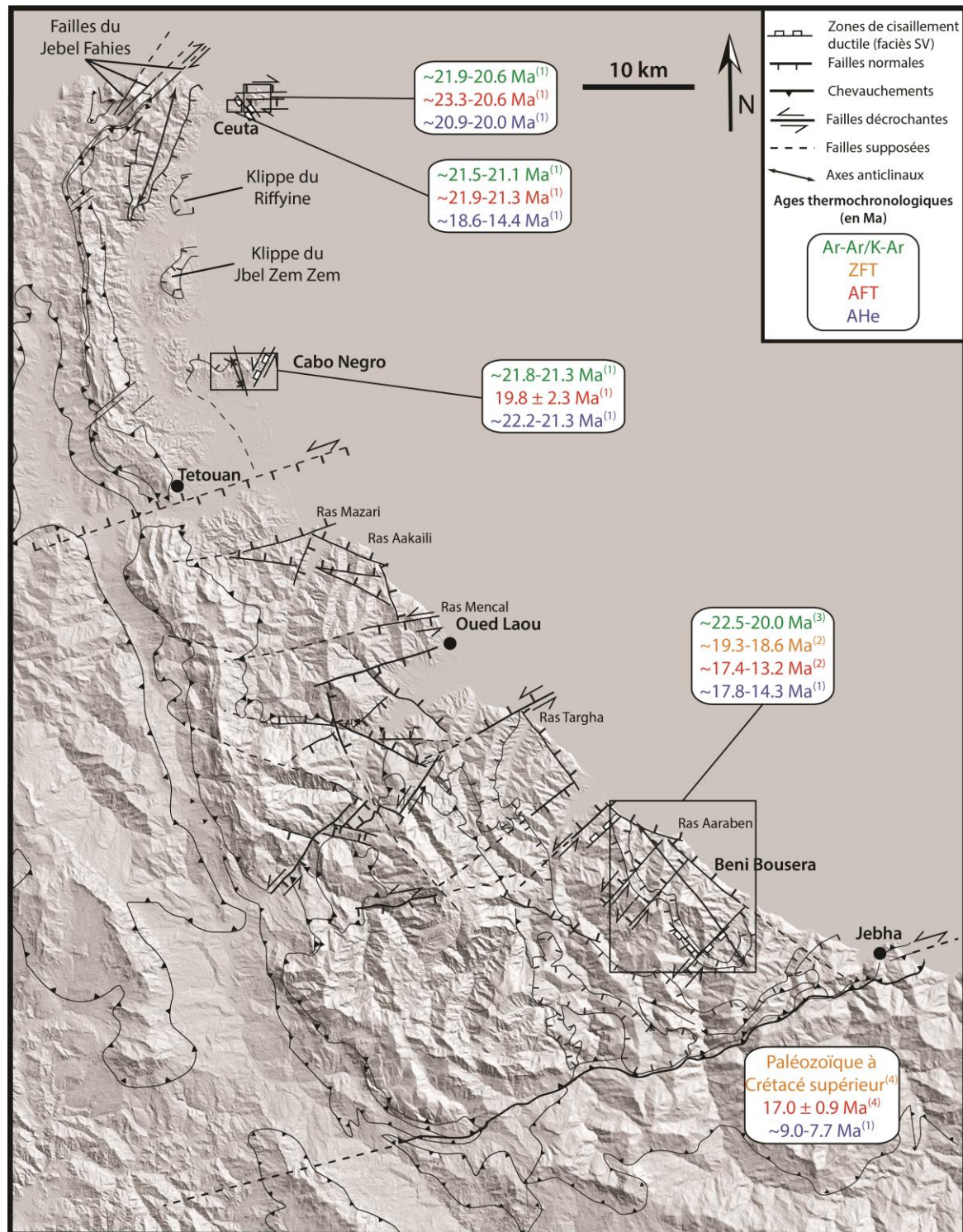


Figure 106 : Récapitulatif des données thermochronologiques moyenne- et basse-température disponibles sur les Sebtides inférieures. Références : (1) : cette étude ; (2) : Azdimousa et al. (2013) ; (3) : e.g. Rossetti et al. (2010) ; Michard et al. (2006) ; (4) : Azdimousa et al. (2003).

1.2.1.2. Les flyschs de Tisirène

Les flyschs de Tisirène au Sud de l'accident de Jebha ont subi une évolution thermique totalement différente des Sebtides inférieures. Ils seraient arrivés à des températures de subsurface vers ~9-7 Ma et auraient ensuite continué leur surrection jusqu'à l'actuel. Ces mouvements différentiels prouvent que l'accident de Jebha joue encore un rôle important dans l'évolution de la chaîne du Rif jusqu'aujourd'hui.

Ce domaine n'ayant pas été affecté par l'évènement thermique oligo-miocène, qui aurait pu fausser les thermochronomètres, les taux de refroidissement calculés ont pu être traduits en termes de déplacements verticaux. Du Burdigalien à l'actuel, les taux de surrection ont été estimés entre ~0,10 et 0,35 mm/an. Ces valeurs sont près de dix fois plus importantes que celles estimées dans les zones internes du Pliocène à l'actuel.

1.2.1.3. Implications pour la Crise de Salinité Messinienne

L'analyse thermochronologique effectuée dans les zones internes ne met pas en évidence de mouvements verticaux importants liés à la Crise de Salinité Messinienne. L'étude des bassins pliocènes témoignent cependant d'une surrection de l'ensemble des zones internes de plus de 500 m depuis le Pliocène inférieur.

Le compartiment au Sud de l'accident de Jebha a subi des mouvements de surrection du Miocène inférieur jusqu'à l'actuel. Les échantillons datés sont localisés à une distance non-négligeable (plus de 50 km) de ce qui constituait le Corridor Sud Rifain, ultime voie de communication entre l'Atlantique et la mer Méditerranée avant la Crise Messinienne. Les données thermochronologiques basse-température disponibles dans les unités de Kétama et de Tisirène suggèrent que ces unités aient subi une histoire thermique similaire depuis leur superposition au Burdigalien (Azdimousa et al., 2003). De plus, aucun accident majeur ayant pu induire des mouvements différentiels n'est connu entre les failles de Jebha et Nékor. Il est donc possible de supposer que, au Miocène supérieur, la surrection ne concerne pas uniquement les nappes de flyschs étudiées, mais aussi la zone du Corridor Sud-Rifain.

La fermeture de cette voie de communication a été contrainte de différentes manières :

- i) les études sur les échanges de mammifères entre l'Afrique et l'Europe la disent antérieure à 6,1 Ma (Benammi et al., 1996) ;
- ii) les études sédimentologiques du bassin de Taza-Guercif datent la fermeture de la partie centrale du Corridor entre 6,7 et 6,0 Ma (Krijgsman et al., 1999b) ;
- iii) l'analyse des isotopes du Nd dans les sédiments du Corridor montre qu'il a été intégralement fermé entre 6,64 et 6,44 Ma par une série d'épisodes tectoniques ayant provoqué la surrection de cette zone (Ivanovic et al., 2013). Ils suggèrent que le réseau hydrographique ait été modifié par ces mouvements dès 7,2 Ma.

Il est donc possible que l'épisode de surrection, enregistrée entre ~9 et 7 Ma par les données AHe, corresponde à la fermeture du Corridor Sud-Rifain en surrection.

1.2.1.4. Comparaison de l'utilisation de la méthode (U-Th)/He dans des roches métamorphiques et dans des roches détritiques

Les résultats AHe obtenus à la fois dans des roches détritiques et dans des roches à l'histoire métamorphique complexe montrent des différences significatives. Les données AHe

obtenues dans les flyschs sont clairement corrélées à la concentration effective en U et au rapport Th/U.

En revanche celles obtenues dans les roches métamorphiques ne montrent pas de réelle corrélation, particulièrement dans les secteurs de Ceuta et de Cabo Negro. De plus, les taux de refroidissement estimés dans ces roches sont bien plus importants que ceux habituellement utilisés dans les calculs de diffusion de l'He dans les apatites. Ceci influe grandement la température de fermeture de ce système isotopique (Farley, 2002). De plus, les minéraux séparés dans les échantillons des Sebtides inférieures n'étaient que très rarement automorphes. Ils présentaient généralement des géométries irrégulières qui rendent l'estimation des dimensions des grains plus difficile. Les roches métamorphiques, et particulièrement celles ayant subi une évolution complexe, ne constituent pas le meilleur matériel pour cette méthode de datation.

Les roches détritiques sont donc bien plus adaptées à la méthode (U-Th)/He que les roches métamorphiques des Sebtides inférieures. La séparation des minéraux est cependant plus difficile dans le cas des roches détritiques. Plus de 15 kg de roches ont été broyés par échantillon, là où 3 à 5 kg suffisaient pour les roches métamorphiques.

1.2.2. Mouvements verticaux post-miocènes dans les zones internes

Une phase de surrection syn- à post-pliocène est connue dans les zones internes depuis l'identification de dépôts pliocènes marins, aujourd'hui à la surface (Wildi et Wernli, 1977 ; Feinberg et Lorenz, 1970 ; Fallot, 1937). Une analyse poussée de ces bassins a permis d'estimer des taux de surrection de $0,11 \pm 0,01$ mm/an depuis 5,33 Ma et $0,034 \pm 0,008$ mm/an depuis 3,8 Ma pour les bassins de Tirinense et Oued Laou respectivement. Ces vitesses varient légèrement dans le bassin de Tétouan, $0,016 \pm 0,004$ mm/an pour la partie Sud-Est et $0,053 \pm 0,012$ mm/an pour la partie Nord-Ouest. Cette surrection a débuté au minimum à 3,8 Ma dans l'ensemble du bassin de Tétouan.

L'étude des terrasses marines quaternaires montre que le compartiment au Nord de la faille de Jebha est en surrection relative durant le Quaternaire (El Kadiri et al., 2010; Zazo et al., 2003 ; Meghraoui et al., 1996 ; Gigout et al., 1977 ; Groupe de recherche de néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977). Les taux de surrections proposés sont compris entre 0,11 et 0,26 mm/an depuis 125 ka (Meghraoui et al., 1996).

1.2.3. Synthèse

Les mouvements verticaux qui ont affecté les zones internes de l'Aquitaniien à l'actuel sont marqués par plusieurs périodes de surrection :

- i) la première est consécutive à l'évènement thermique oligo-miocène et induit la remontée des unités des Sebtides inférieures (de près de 14-9 km de profondeur) jusqu'en sub-surface (< 4 km de profondeur). Cette surrection s'est effectuée entre 22 et 20 Ma pour les unités du Monte Hacho et de Cabo Negro et entre 22 et 18 Ma pour les paragneiss de Ceuta et les unités de Beni Bousera. Ces dernières ont subi une courte période de stase thermique pour arriver à la surface entre 15 et 13 Ma. Après cela, les mouvements verticaux ont eu une amplitude inférieure à 1,5-1 km ;

- ii) une seconde phase de surrection a débuté dès le début du Pliocène et est toujours active aujourd'hui. Elle serait beaucoup plus rapide dans le compartiment au Sud de Jebha que dans le compartiment au Nord.

Du Miocène moyen à l'actuel, le compartiment des zones internes a donc subi de faibles mouvements verticaux, tandis que le compartiment au Sud de Jebha n'a cessé de se surélever et que le bassin occidental d'Alboran n'a cessé de s'effondrer.

1.3. Corrélations entre champs de déformation et mouvements verticaux et horizontaux dans les zones internes rifaines

L'analyse des relations chronologiques entre les différentes familles de failles permet de proposer un modèle d'évolution du champ de déformation finie cohérent pour chacune des zones étudiées (**Figure 107**).

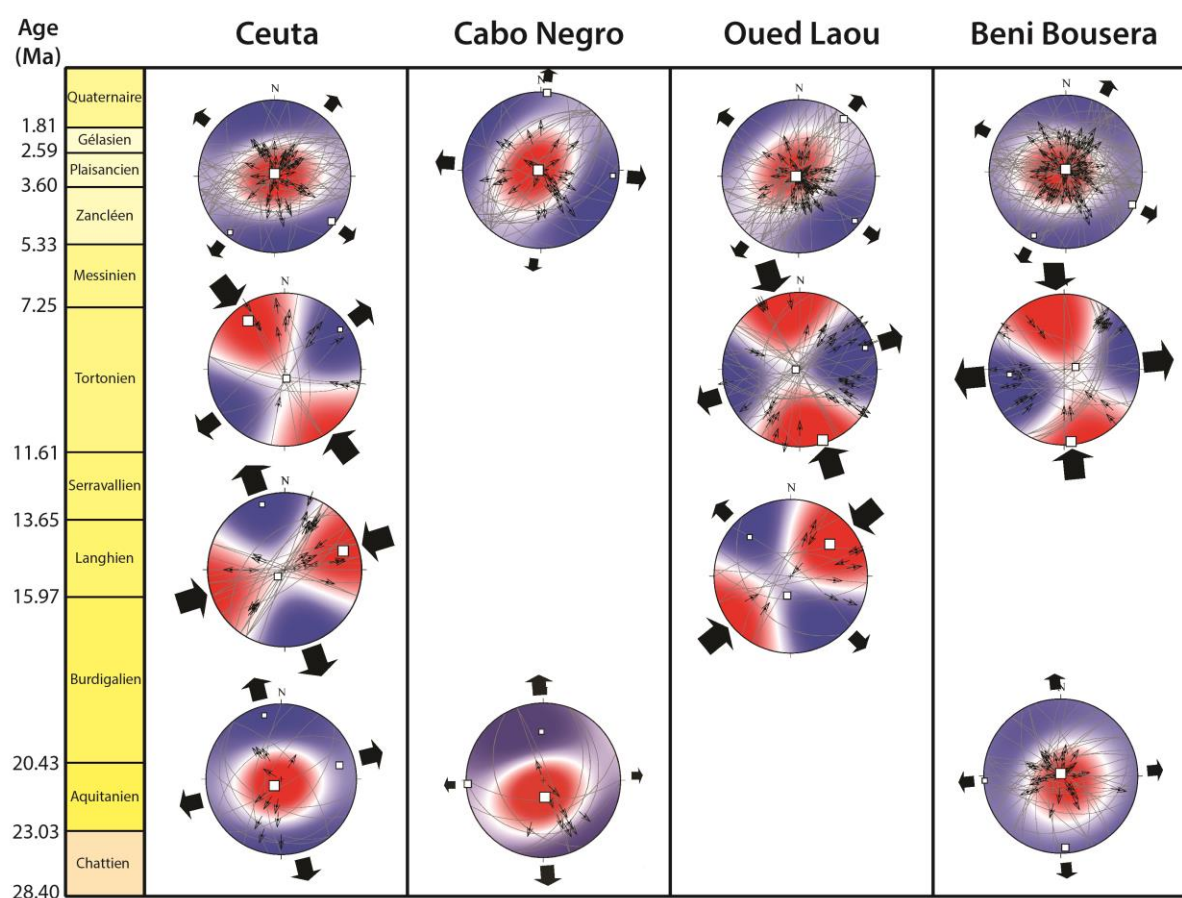


Figure 107 : Tableau récapitulatif de l'évolution du champ de déformation dans les différentes zones étudiées. Les inversions de couples failles-stries sont superposées aux champs de pression-tension déterminés par la méthode des dièdres droits. Les failles représentées sont celles ayant servi pour la méthode des dièdres droits.

Cette étude a permis de mettre en évidence des corrélations claires entre les champs de déformation successifs et les mouvements verticaux. L'évolution des mouvements verticaux et du champ de déformation dans les zones internes du Rif durant le Néogène est récapitulée dans la **Figure 113**.

1.3.1. Exhumation aquitano-burdigalienne et extension radiale (D₁)

Les derniers stades d'exhumation des Sebtides inférieures, depuis ~14-9 km jusqu'à la sub-surface, entre ~22 et 20 à 18 Ma, sont associés à un champ de déformation en extension radiale (D₁ ; **Figure 108**). Cette phase a aussi été enregistrée par les dépôts aquitano-burdigaliens de Sidi Abdeslam au SE de Tétouan (Ouazani-Touhami et Chalouan, 1995 ; Benmakhlouf, 1990), ainsi que dans l'ensemble de ces formations transgressives sur les Ghomarides (Serrano et al., 2007, 2006). La direction de compression maximale σ_1 , déterminée par l'inversion de couples failles-stries, était sub-verticale et l'emportait alors sur les contraintes horizontales liées à la convergence Afrique-Europe. L'orientation sub-verticale de la contrainte compressive σ_1 correspond aux mouvements d'exhumation des formations des Sebtides inférieures.

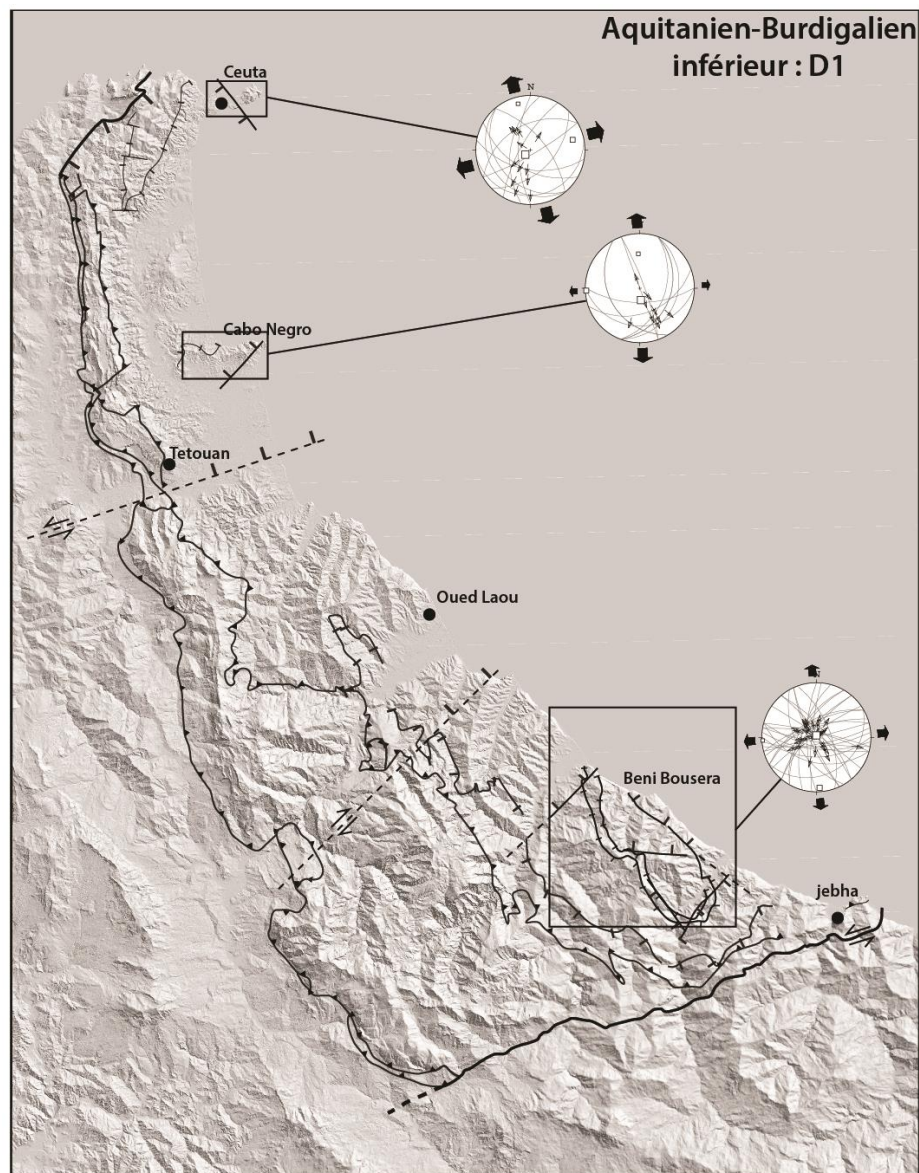


Figure 108 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes durant l'Aquitaniens et le Burdigalien inférieur. L'ensemble des zones internes est en extension radiale, les Sebtides inférieures s'exhument et les dépôts aquitano-burdigaliens sont discordants sur l'ensemble.

C'est durant cette période que l'accident de Tétouan joue en faille normale, exhumant les formations de Ceuta et Cabo Negro plus tôt que celles de Beni Bousera. Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenus sur la faille normale d'Aaraben suggèrent que ce champ de déformation a débuté au minimum à la limite Oligocène inférieur-supérieur, renforçant les hypothèses d'Esteban et al. (2013), Comas et al. (1999) et Platt et al. (1998). Cette phase d'extension est donc postérieure à l'empilement des nappes dans les Sebtides et Ghomarides mais antérieure à l'empilement de la Dorsale Calcaire sur les flyschs et les zones externes.

L'exhumation différentielle entre l'orthogneiss du Monte Hacho et les paragneiss de Ceuta a aussi été expliquée par le jeu d'une zone de cisaillement ductile normale qui joue pendant cette période. De même, à Beni Bousera, le contact entre les péridotites et les kinzigites sus-jacentes a joué en faille normale ductile à l'Oligo-Miocène (Afiri et al., 2011) et aurait accommodé l'exhumation des unités de Beni Bousera.

À l'échelle de l'arc de Gibraltar, le champ de déformation D_1 a contrôlé plusieurs processus différents de manière contemporaine :

- i) la formation puis l'approfondissement progressif des bassins aquitano-burdigaliens transgressifs sur les Ghomarides (e.g. Serrano et al., 2007, 2006) ;
- ii) l'exhumation des unités crustales des Sebtides inférieures et la mise en place des granites dans ces formations (cette étude) ;
- iii) l'ouverture du bassin d'Alboran durant l'Oligocène moyen dans les zones les plus internes et sa mise en eau dès la fin de l'Aquitaniien (e.g. Comas et al., 1999 ; Platt et al., 1998).

1.3.2. Raccourcissement et plissement de la chaîne (phase D_2)

Dans la vallée de l'Oued Laou, les formations aquitano-burdigaliennes sont impliquées dans les chevauchements des zones internes sur les flyschs et les zones externes (El Kadiri et al., 2001). Cette phase de compression est caractérisée par un ensemble de failles inverses, chevauchements et plis orientés ~NW/SE au Sud de Tétouan et ~N/S au Nord de Tétouan. Elle se manifeste par un double déversement des structures à vergence interne et externe et implique les formations aquitano-burdigaliennes transgressives sur la Dorsale Calcaire (; Hlila et Sanz de Galdeano, 1995 ; Ben Yaïch et al., 1986 ; Raoult, 1966). Les déplacements le long de ces chevauchements ont été accommodés par des décrochements conjugués orientés N20 à N40 et N70 à N100 respectivement dextres et sénestres, qui ont joué le rôle de rampes latérales. Les failles de Jebha et du Jebel Fahiès, qui limitent les zones internes rifaines respectivement au Sud et au Nord, sont parmi les failles les plus importantes de ce type (e.g. Chalouan et al., 2006 ; Leblanc et Olivier, 1984). De même, les failles de Tétouan et d'Oued Laou ont aussi pu jouer durant cette phase de déformation avec des jeux respectivement sénestre et dextre. Le compartiment au Nord de Tétouan, est caractérisé par des rétro-chevauchements importants et des plis déversés vers l'Est, suggérant que les effets de la compression y ont été bien plus importants que dans le compartiment Sud. Le déplacement différentiel entre ces blocs a probablement été accommodé par l'accident de Tétouan.

L'analyse structurale montre que l'ensemble de ces failles s'est formé dans un champ de contrainte correspondant à une compression ~ENE/WSW à Ceuta et ~NE/SW à Oued Laou (**Figure 107** et **Figure 109**). La rotation anti-horaire des contraintes entre ces zones (environ 25-20°) montre que la formation de l'arc de Gibraltar est synchrone ou postérieure à ce champ de déformation pendant le Miocène moyen.

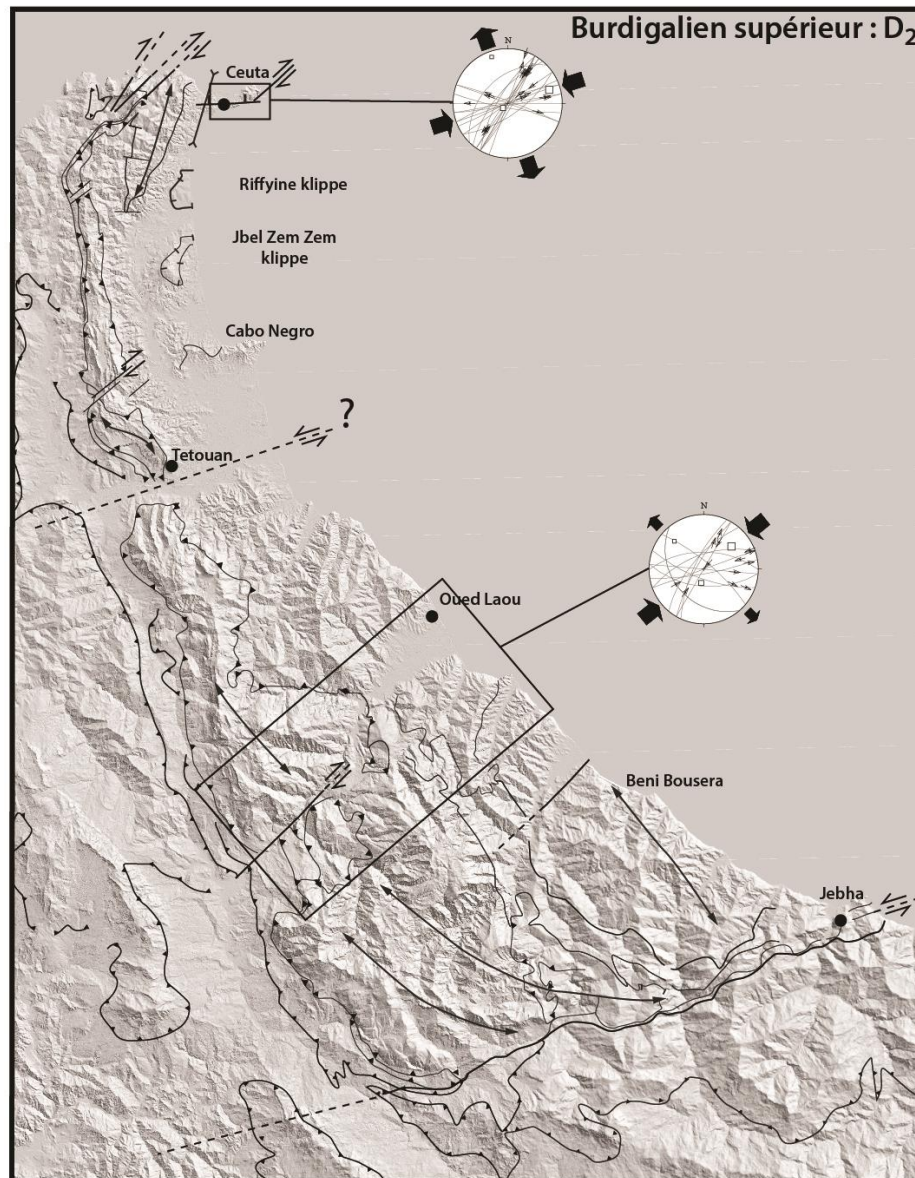


Figure 109 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes durant le Burdigalien supérieur.
 La Dorsale Calcaire se plisse, s'écaille et chevauche le Prédorsalien puis les flyschs et zones externes.
 D'importants rétro-charriages ont été décrits dans la partie septentrionale du Rif interne. Des décrochements dextres et sénestres jouent le rôle de rampes latérales.

Dans le secteur de Beni Bousera, les modélisations thermiques effectuées sur ces formations font état d'un arrêt du refroidissement entre 18 et 15 Ma. Cette période de stase peut être liée à ces mouvements de rétro-charriages. Elle n'a cependant pas été mise en évidence dans les secteurs de Ceuta et Cabo Negro alors que les effets de la compression ont été plus intenses au Nord de Tétouan qu'au Sud (**Figure 65** ; Chapitre 4, section 4 ; **Figure 75** et **Figure 86** ; Chapitre 5, sections 2.1.2. et 2.2.2). Les unités des secteurs de Ceuta et Cabo Negro ayant été exhumées légèrement plus tôt que celles de Beni Bousera, elles étaient probablement trop proches de la surface pour enregistrer un réchauffement lié aux rétro-charriages. L'épaisseur des unités rétro-charriées ne dépassaient alors pas ~1,5 à 1 km.

Ce champ de déformation auraient accommodé le déplacement du bloc NW marocain vers le SE (e.g. Chalouan et al., 2006) et se serait progressivement déplacé dans les parties les

plus externes de la chaîne rifaine, faisant migrer le front de chevauchement alpin vers le SW et le Sud. Il serait actuellement actif dans le bassin avant-pays du Saïss (Chalouan et al., 2014).

1.3.3. Serrage ~N/S régional et surrection des flyschs (D₃)

Une seconde phase de compression, orientée ~N/S, a ensuite affecté l'ensemble des zones internes. Ce champ de déformation a fait rejouer l'accident d'Oued Laou en jeu sénestre, provoquant un décalage minimum entre les zones interne et externe de l'ordre de ~5 km (**Figure 110**). Le jeu synchrone des failles sénestres ~NE/SW et dextres ~NW/SE a pu permettre l'ouverture en « pull-apart » des bassins de Tirinense et d'Oued Laou, et probablement celle des bassins de Tétouan, Tihissasse et d'Oued Amter.

L'analyse structurale met encore une fois en évidence une légère rotation horaire des directions de contraintes entre les parties Nord et Sud des zones internes. Au Sud, la contrainte compressive maximum σ_1 est orientée ~N/S à ~NNW/SSE tandis qu'au Nord, elle est orientée ~NNW/SSE à ~NW/SE. À la différence de la phase D₂, cette faible rotation horaire ne peut pas être attribuée à la formation de l'arc de Gibraltar mais plutôt à l'expulsion latérale du bloc du Rif central vers le SW (Pedrera et al., 2011 ; Chalouan et al., 2006 ; voir figure Tahayt).

À Ceuta, les décrochements dextres sont orientés ~E/W et peuvent être associés aux jeux des failles du Détroit de Gibraltar, des décrochements « SWIM » et de la faille des Açores (Crutchley et al., 2011 ; Lujan et al., 2010 ; Zitellini et al., 2009). Les contacts majeurs des zones internes (ayant joué en chevauchements durant la phase D₂) sont sub-parallèles à la direction de compression maximale σ_1 déterminée par l'inversion de couples failles-stries. Ils auraient alors pu rejouer en failles normales durant la phase D₃. Cette hypothèse est en accord avec l'extension importante mise en évidence dans les zones internes de l'arc de Gibraltar durant le Miocène moyen et supérieur (Chalouan et Ouazani-Touhami, 1995 ; Garcia-Dueñas et al., 1992 ; Suter, 1980).

Le champ de déformation D₃ est postérieur au Miocène inférieur et antérieur au Pliocène. Il aurait progressivement migré vers l'Ouest et serait encore actif dans le prisme d'accrétion du Golfe de Cadix (Crutchley et al., 2011 ; Zitellini et al., 2009).

Durant cette phase de déformation, l'amplitude des mouvements verticaux cumulés n'a pas dépassé ~1 à 1,5 km dans les zones internes. En revanche, le compartiment au Sud de l'accident de Jebha a été en surrection permanente par rapport au compartiment au Nord. Le domaine des flyschs n'est donc pas en subsidence depuis le Plio-quatenaire (Groupe de recherche néotectonique de l'arc de Gibraltar, 1977), mais au contraire en surrection très rapide par rapport aux zones internes. L'accident de Jebha n'est donc pas devenu une zone de faille mineure après son jeu en rampe latérale post-burdigalien inférieur (Leblanc et Olivier, 1984 ; Olivier, 1984). Elle a continué à accommoder des déplacements différentiels très importants entre les compartiments Nord et Sud.

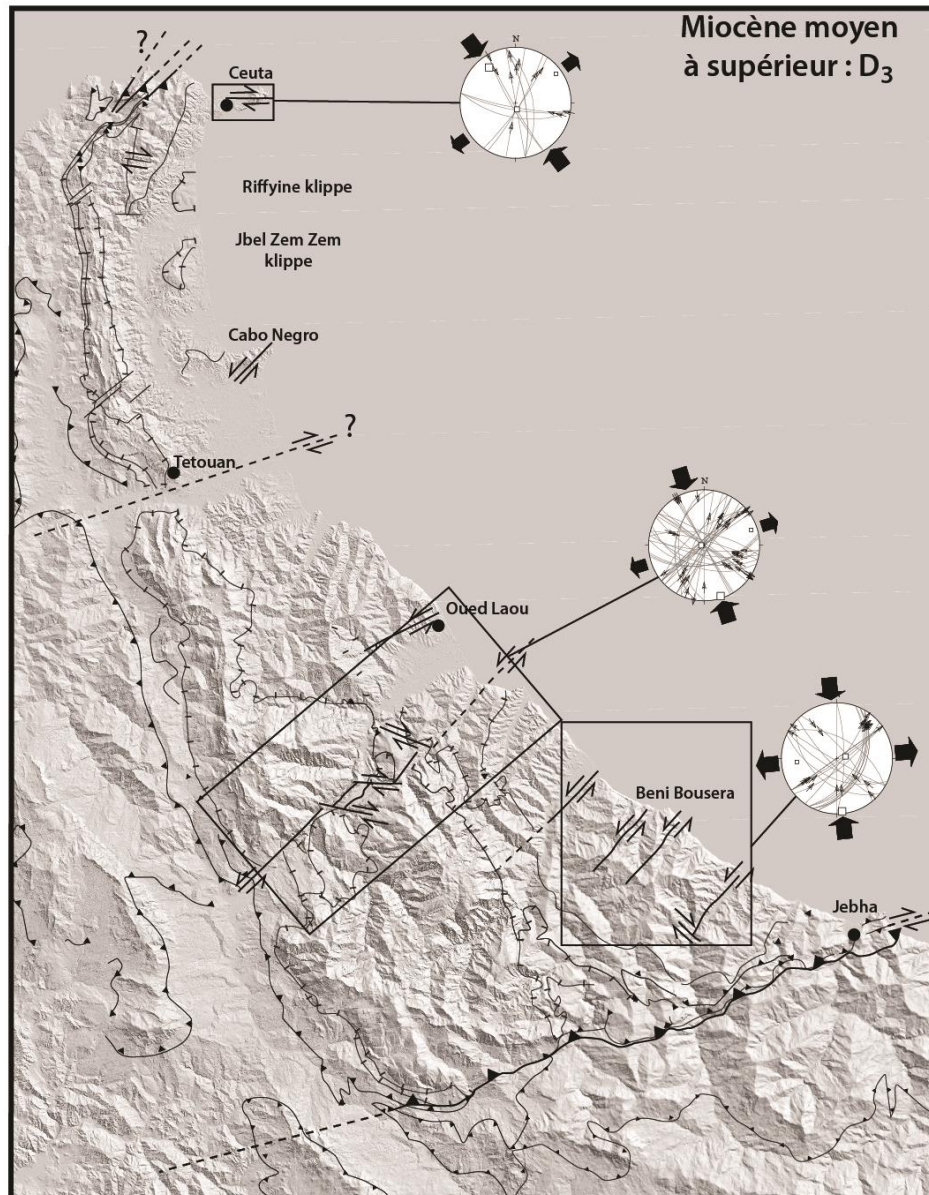


Figure 110 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes durant le Miocène moyen et supérieur. Des failles décrochantes conjuguées recoupent les zones internes et forment des bassins en « pull-apart » (Tirinese, Oued Laou, ...). Ces mouvements accommodent probablement la convergence entre les plaques africaine et ibérique.

1.3.4. Surrection du Miocène supérieur à l'actuel et extension radiale (D₄)

Les accidents ayant joué précédemment rejouent ensuite en failles normales, souvent avec des mouvements purement verticaux, dès le début du Pliocène (**Figure 111**).

À Ceuta, les failles normales ~E/W sont prédominantes, ce qui laisse penser qu'elles ont pu jouer un rôle dans l'ouverture du Détroit de Gibraltar à la transition Messinien-Zancléen (5,33 Ma). De plus, dans le péninsule de Tanger, des terrasses marines quaternaires ont été surélevées par le biais de failles normales orientées ~E/W (Aboumaria et al., 2009), suggérant que cette direction a été active récemment.

L'étude du bassin de Tétouan a montré que les dépôts situés au NW du bassin ont été plus surélevés que ceux situés sur la côte au SE du bassin. Ce décalage a pu être accommodé par le jeu normal de la faille de Tétouan qui, comme lors de la période de la phase D₁, a pu effondrer le compartiment Sud par rapport au Nord. L'analyse des terrasses marines quaternaires suggère d'ailleurs que les mouvements verticaux récents ont été plus importants dans le compartiment Nord que dans le Sud (El Kadiri et al., 2010; Ram poux et al., 1977 ; Groupe de recherche néotectonique de l'arc de Gibraltar, 1977).

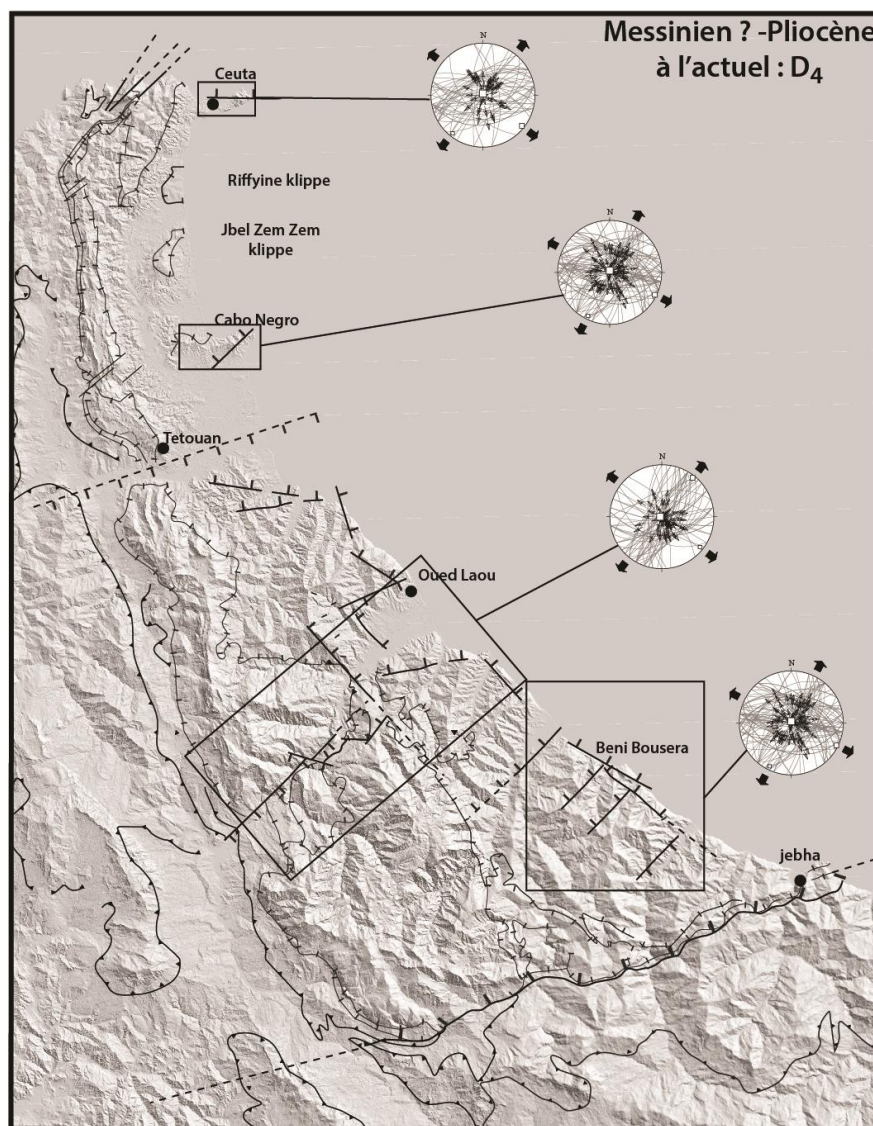


Figure 111 : Schéma structural et paléogéographique des zones internes de la fin du Miocène à l'actuel. La majorité des failles héritées rejoue en failles normales lors d'une phase d'extension radiale. Le trait de côte est probablement guidé par ces failles principalement « parallèles » et « perpendiculaires » à la côte.

Les travaux de Saji (1993) mettent en avant l'existence d'une phase d'extension radiale dans l'ensemble des zones internes, dès le début du Pliocène. Toutefois, cette extension a été interprétée comme antérieure au jeu décrochant des failles d'Oued Laou.

La présence d'une vallée perchée le long de la côte, dans le secteur de Beni Bousera, montre que cette extension radiale serait toujours active actuellement dans les zones internes. Les différentes familles de failles actives durant ce champ de déformation ont accommodé la

dernière phase de surrection des zones internes. Cette phase, qui a pu débuter dès la fin du Miocène supérieur, est responsable de la position actuelle des bassins marins pliocènes. Depuis le début du Pliocène, les mouvements verticaux cumulés sont de l'ordre de ~500 à 600 m (altitude actuelle du bassin de Tirinèse). Or, ces valeurs ne sont pas suffisantes pour être enregistrées par la méthode AHe. Le jeu synchrone de failles transverses et longitudinales à la chaîne accommode la subsidence du bassin d'Alboran et la surrection relative de ses marges.

1.4. Conclusions

1.4.1. Évolution structurale des zones internes rifaines

L'évolution du champ de déformation dans les zones internes au Néogène est marquée par les rejeux successifs de failles héritées au moins de l'Oligocène (cette étude ; Chapitre 5, section 4.). Les directions principales de ces failles sont globalement transverses et longitudinales à la chaîne. Elles exercent un contrôle important sur la topographie actuelle. Le Rif interne est constitué de compartiments individualisés par des faisceaux de décrochements transverses à la chaîne. Cette structuration en blocs permet d'expliquer les rotations des structures et des champs de déformations au sein de la chaîne ainsi que les mouvements verticaux différentiels enregistrés à la fois par les âges AHe et par les terrasses marines.

Ces accidents ont pu jouer durant toutes les phases de déformation mises en évidence :

- i) en faille normale durant la phase D₁, avant la mise en place des zones internes sur les flyschs et les zones externes ;
- ii) en décrochements durant la mise en place des zones internes sur les flyschs et les zones externes (phase D₂). Ces failles auraient alors joué le rôle de rampes latérales comme celles de Jebha et du Jebel Fahiès. Les blocs individualisés ont pu subir des mouvements horizontaux et verticaux différentiels ;
- iii) en décrochements lors de la phase D₃, durant laquelle l'accident d'Oued Laou a induit un déplacement sénestre minimum de 5 km. L'accident de Tétouan, quant à lui, ne semble pas avoir induit de décalages horizontaux majeurs pendant cette période ;
- iv) en failles normales lors de la phase D₄, avec un jeu purement vertical pour les accidents ~NE/SW et ~NW/SE d'Oued Laou. Le jeu normal de l'accident de Tétouan durant le Pliocène inférieur a été mis en évidence par des différences de surrection des dépôts pliocènes entre les parties WNW et ESE du bassin (Chapitre 5, section 3.5.3.2.). Ce réseau de failles accommoderait, au moins depuis le Pliocène, une surrection plus rapide du bloc Nord que du bloc Sud.

1.4.2. Évolution du champ de déformation et rotations paléomagnétiques

Les données de paléomagnétisme font état de rotations anti-horaires pouvant aller jusqu'à 127°, depuis le Mésozoïque, dans les formations des zones internes et jusqu'à 137° dans les zones externes (Platt et al., 2003a ; Platzman et al., 1993 ; **Figure 112**). Des rotations anti-horaires ont aussi été mises en évidence dans les formations datées de l'Oligocène au Miocène moyen. Elles sont de l'ordre de 25° dans les zones externes au Nord de Jebha, et peuvent atteindre plus de 70° dans la partie au Sud de l'accident (Cifelli et al., 2008 ; **Figure 112**). Aucune rotation n'ayant été observée dans les dépôts post-nappes de Boudinar ni dans le bassin avant-pays de Taza, il a été suggéré que les rotations se sont limitées au prisme orogénique (Cifelli et al., 2008 ; **Figure 112**). En revanche, les rotations mesurées dans les

dépôts du Miocène supérieur dans les zones internes, à l'Est de Tétouan, correspondent en réalité aux dépôts aquitano-burdigaliens de Sidi-Abdeslam où aucune formation du Miocène supérieur n'a été décrite (e.g. Serrano et al., 2007, 2006 ; Feinberg et al., 1990). Les valeurs mesurées pour cet échantillon correspondent donc à des rotations postérieures au Burdigalien inférieur. Les valeurs de rotations identiques (de l'ordre de 25°) estimées dans les zones internes et externes au Nord de Jebha constituent suggèrent que la formation de l'arc de Gibraltar est postérieure à la mise en place des zones internes sur les flyschs et les zones externes (phase D₂).

Cette hypothèse est étayée par la rotation des champs de contraintes D₂ et D₃ entre les parties Sud et Nord des zones internes rifaines. Le champ D₂ serait antérieur ou synchrone aux mouvements rotatifs liés à la formation de l'arc de Gibraltar. La phase D₃ a pu être active après les derniers stades de la formation de l'arc.

Les valeurs de rotations anti-horaires de l'ordre de 25° ne sont valables que le long d'un transect ~ENE/WSW, orthogonal à la chaîne, allant à peu près de Tétouan à Larache (**Figure 112**). Étant donnée la structure de l'arc, ces valeurs sont probablement plus faibles dans le compartiment Nord des zones internes que dans le compartiment Sud. En dépliant les structures du compartiment Sud, la contrainte σ_1 , orientée ~N75 dans le secteur de l'Oued Laou, aurait donc été plus proche de ~N100, comme dans le secteur de Ceuta. Il est donc probable que, lors de l'empilement des zones internes sur les zones externes, la chaîne était orientée ~N/S. Ces estimations sont en accord avec les hypothèses proposées dans les reconstitutions de Michard et al. (2002).

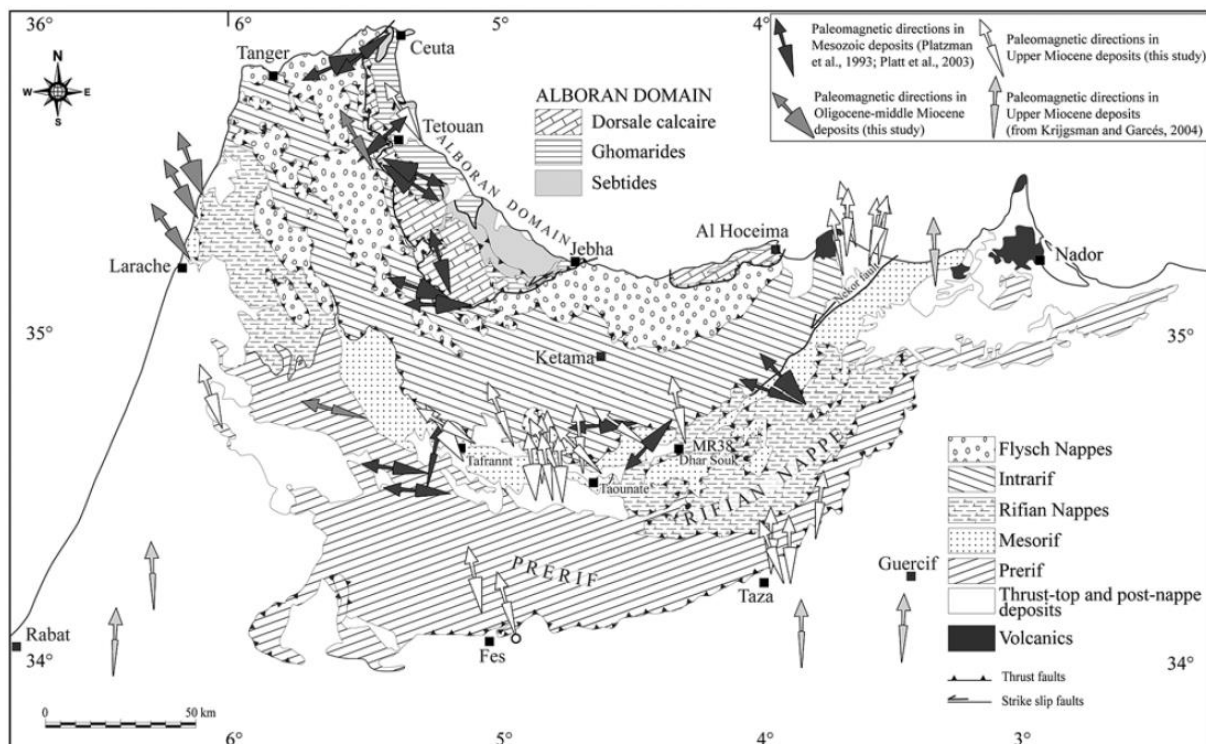


Figure 112 : Carte des déclinaisons paléomagnétiques (et marge d'erreur relative) dans la chaîne du Rif (modifiée d'après Cifelli et al., 2008).

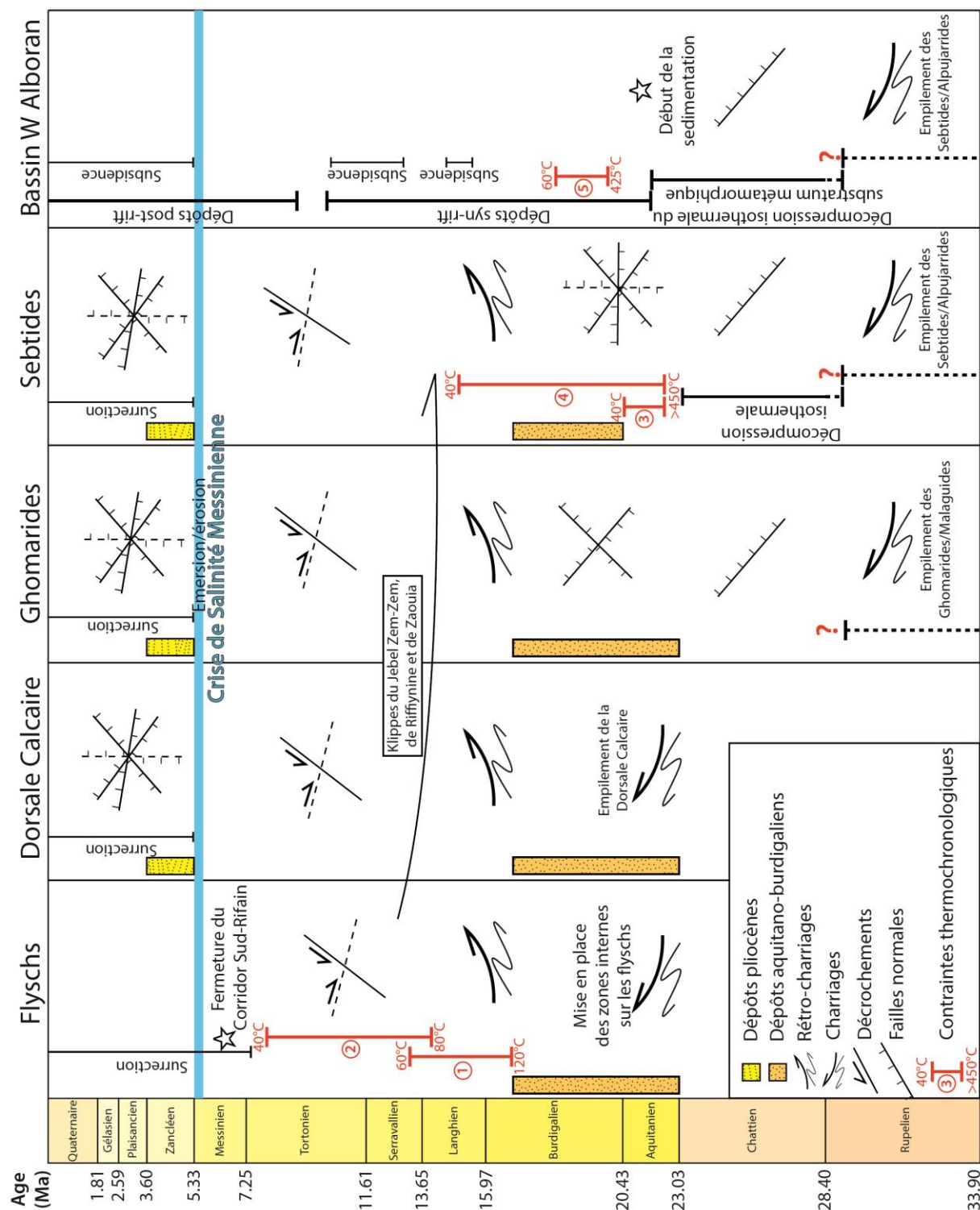


Figure 113 : Tableau synthétique des événements majeurs qui ont affecté les zones internes du Rif depuis l'Oligocène moyen. Données thermochronologiques : (1) : données AFT obtenues dans les flyschs de Tisirène (Azzimoussa et al., 2003) ; (2) : données AHe obtenues dans les flyschs de Tisirène (cette étude) ; (3) données $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, AFT et AHe obtenues dans les formations du Monte Hacho et de Cabo Negro (cette étude) ; (4) données $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (e.g. Rossetti et al., 2010 ; Michard et al., 2006), AFT (Azzimoussa et al., 2013) et AHe (cette étude) obtenues dans les formations du secteur de Beni Bousera et dans les paragneiss de Ceuta ; (5) données $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (Kelley et Platt, 1999) et AFT (Hurford et al., 1999) obtenues dans le substratum métamorphique du bassin d'Alboran au site de forage ODP 976. Les failles en traits pleins indiquent les directions préférentielles, et les failles en pointillés indiquent les directions mineures.

1.4.3. Migration des champs de déformation

Alors que les plaques africaine et ibérique sont toujours en convergence, les zones internes rifaines subissent de l'extension radiale du Pliocène à l'actuel. Cette extension est probablement le résultat d'une migration de la déformation des zones internes vers les zones externes. Ces processus ont été mis en évidence pour les champs de déformation D₂ et D₃ qui ont progressivement migré de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne (e.g. Crutchley et al., 2011; Zitellini et al., 2009 ; Chalouan et al., 2008).

Dans les zones externes, à l'Ouest de Chefchaouen (domaine Intrarif), le contact chevauchant des unités de Tanger sur celles de Loukkos est scellé par des dépôts tortonomezziniens (Di Staso et al., 2010). Les formations tortoniennes sont affectées par des plis NNE/SSW à vergence ESE, compatibles avec le champ de déformation D₃. Les formations messiniennes ne présentent aucune trace de compression mais sont affectées par des failles normales orientées ~NE/SW, ~NW/SE et ~N/S, compatibles avec le champ de déformation D₄. L'extension radiale décrite dans les zones internes a donc peut-être migré vers l'Ouest et le SW pendant le Pliocène.

2. CORRÉLATIONS À L'ÉCHELLE DE LA CHAÎNE DU RIF ET DE L'ARC DE GIBRALTAR

2.1. Mouvements verticaux néogènes dans l'arc de Gibraltar

Les résultats obtenus sont comparés avec les données thermochronologiques et les analyses de bassins sédimentaires disponibles dans le reste de l'arc de Gibraltar.

2.1.1. Surrection des unités métamorphiques de l'arc de Gibraltar

Dans cette partie, l'évolution thermique des Sebtides inférieures sera comparée à celle des Alpujarrides puis à celles obtenues dans le secteur oriental de l'arc de Gibraltar, les Nevado-Filabrides en Espagne et le domaine des Tamsanones au Maroc.

2.1.1.1. Refroidissement et surrection des Sebtides et Alpujarrides

Les âges de refroidissement des Sebtides supérieures (les formations des Beni Mezala) sont légèrement plus vieux que ceux obtenus dans les Sebtides inférieures (Janots et al., 2006 ; Michard et al., 2006). Cela peut être lié à la position plus haute de Sebtides supérieures dans la pile structurale (**Figure 67** ; Chapitre 5, section 1.1). Le refroidissement des Sebtides supérieures consécutif à l'évènement thermique oligo-miocène s'est terminé plus tôt que dans les Sebtides inférieures. Cette hypothèse est cohérente avec la réouverture progressive du système isotopique K-Ar du bas au haut des nappes ghomarides à ~25 Ma (Michard et al., 2006 ; Chalouan et Michard, 1990).

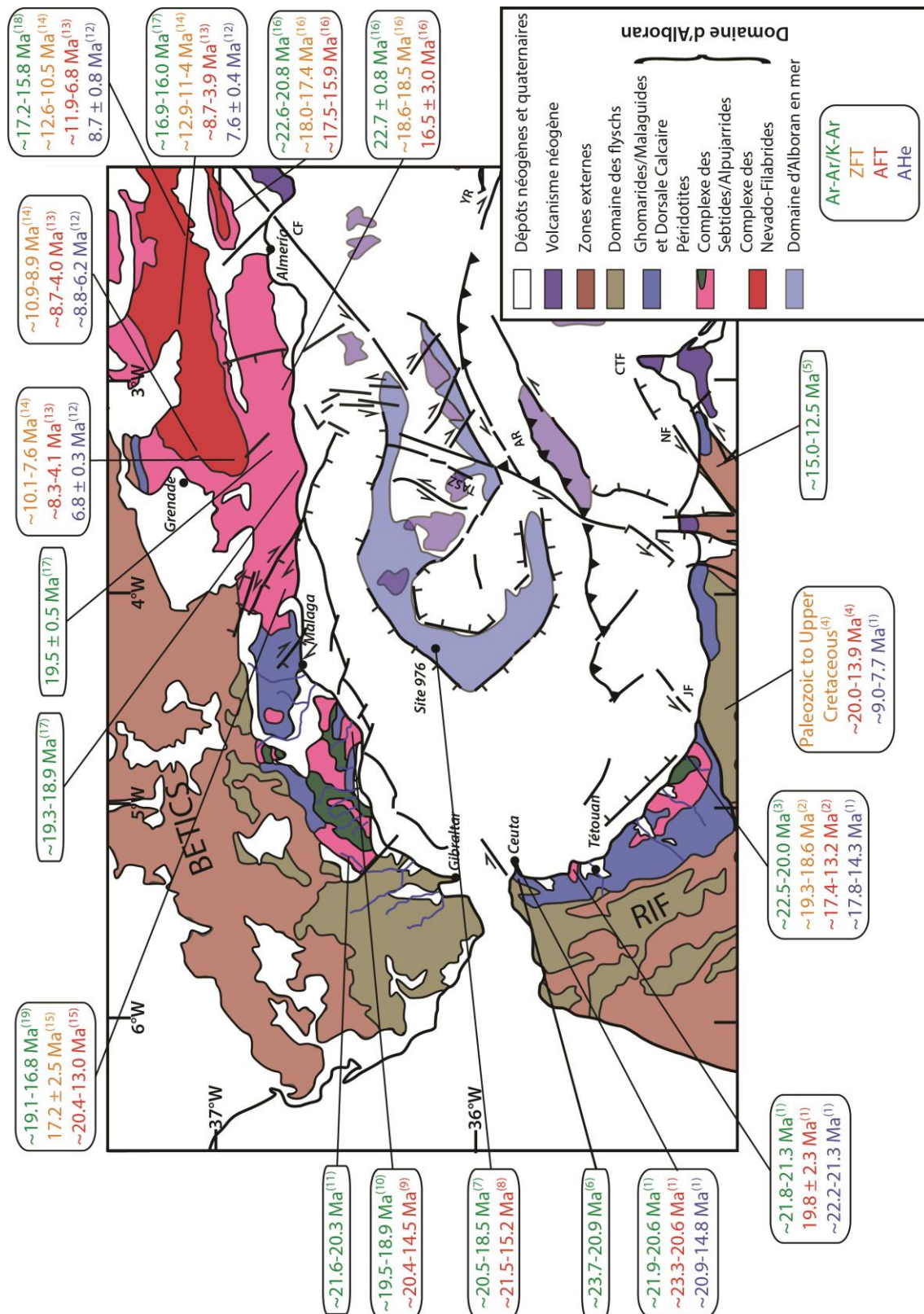


Figure 114 : Carte structurale de l'arc de Gibraltar avec les données thermochronologiques disponibles. (1) : Cette étude ; (2) : Azdimousa et al. (2013) ; (3) : e.g. Rossetti et al. (2010) ; Michard et al. (2006) ; (4) : Azdimousa et al. (2003) ; (5) : Negro et al. (2008) ; (6) : e.g. Michard et al. (2006) ; (7) : Kelley et Platt (1999) ; (8) : Hurford et al. (1999) ; (9) : Sosson et al. (1998) ; (10) : Sosson et al. (1998) ; Monié et al. (1994) ; (11) : Monié et al. (1994) ; (12) : Vazquez et al. (2011) ; (13) : Vazquez et al. (2011) ; Johnson et al. (1997) ; (14) : Johnson et al. (1997) ; (15) : Andriessen and Zeck (1996) ; (16) : Platt et Kelley (2005) ; (17) : Monié et al. (1991) ; (18) : Platt et Kelley (2005) ; Monié et al. (1991) ; (19) : Monié et al. (1994) ; Zeck et al. (1992).

L'ensemble des Sebtides et Alpujarrides de l'arc de Gibraltar a enregistré l'évènement thermique oligo-miocène (**Figure 114**). Tous les âges K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar sont compris entre ~22,7 et 16,8 Ma (Platt et al., 2005 ; Kelley et Platt, 1999 ; Sosson et al., 1998 ; Monié et al., 1994, 1991 ; Zeck et al., 1992). De même, les données traces de fission sur zircons et apatites disponibles dans ces mêmes unités (Platt et al., 2005 ; Hurford et al., 1999 ; Sosson et al., 1998 ; Andriessen et Zeck, 1996) sont cohérentes, dans les marges d'erreurs, avec celles obtenues à Beni Bousera (Azdimousa et al., 2013) et dans les paragneiss de Ceuta (cette étude). La Zone de Cicatrisation Partielle des apatites a été traversée entre ~21,5 et 13,0 Ma.

Comme c'est le cas dans les secteurs de Ceuta et Cabo Negro, les âges AFT obtenus dans le reste des Alpujarrides sont parfois plus vieux que les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar (**Figure 114**) suggérant que le refroidissement consécutif à l'évènement thermique a été quasi-instantané dans l'ensemble des Sebtides-Alpujarrides. Comme dans les Sebtides, les analyses structurales effectuées dans les Alpujarrides suggèrent que la surrection de ces unités a été accommodée par une phase extension majeure qui a considérablement aminci la pile structurale (Azañon et Crespo-Blanc, 2000 ; Martinez-Martinez et Azañon, 1997). Cette extension a probablement débuté avant le Miocène dans le domaine ductile et se serait étendue jusqu'au Miocène inférieur dans le domaine fragile (Crespo-Blanc, 1995). Aucune analyse (U-Th)/He n'est pour l'instant disponible dans les formations des Alpujarrides, ce qui empêche de déterminer précisément leur arrivée à des températures de sub-surface.

Comme les Sebtides inférieures, les Alpujarrides ne semblent pas avoir été affectées par des mouvements verticaux de grande ampleur depuis le Miocène moyen. Des analyses AHe dans plusieurs unités de ces formations permettraient de confirmer cette hypothèse.

2.1.1.2. Comparaison avec les unités de l'Est de l'arc de Gibraltar

Les unités sous-jacentes aux Alpujarrides, les Nevado-Filabrides (Chapitre 2 ; section 1.3.3.), ont fait l'objet de nombreuses études thermochronologiques multi-méthodes (**Figure 114**). Leur refroidissement débute plus tardivement que dans les Sebtides-Alpujarrides et est beaucoup plus progressif. Les données ^{40}Ar - ^{39}Ar contraignent l'âge de la transition fragile-ductile à ~17-15 Ma (Augier et al., 2005a et b ; Platt et al., 2005 ; Monié et al., 1991). Les ZFT et AFT fournissent des âges qui varient respectivement de ~12,9 à 7,6 Ma et de ~11,9 à 3,9 Ma (Vazquez et al., 2011 ; Johnson et al., 1997). Et les âges AHe moyens s'étalent de ~8,8 à 6,2 Ma (Vazquez et al., 2011).

Ce refroidissement a été interprété en termes de mouvements verticaux qui sont associés à une phase d'extension orientée ~ENE/WSW. Le contact Alpujarrides/Nevado-Filabrides a alors fonctionné comme une zone de cisaillement ductile au jeu normal et a ensuite joué dans le domaine fragile (Behr et Platt, 2012 ; Vazquez et al., 2011 ; Johnson et al., 1997 ; Jabaloy et al., 1993 ; Platt et Behrmann, 1986). Ces déplacements verticaux ayant eu lieu alors que l'ensemble Sebtides-Alpujarrides était à la surface, ils peuvent être considérés comme de l'exhumation (England et Molnar, 1990).

Ces processus sont synchrones de la surrection du domaine de Temsamane (Mésorif, zones externes ; Chapitre 2 ; section 3.2.3.1.). Elle est associée à une extension ~E/W qui a évolué du domaine ductile, contraint par ^{40}Ar - ^{39}Ar entre ~15 et 12,5 Ma, jusqu'au domaine fragile, probablement au Tortonien (Negro et al., 2008 ; Azdimousa et al., 2007).

C'est aussi durant cette période que se sont mises en place les roches volcaniques qui ont formé des hauts topographiques dans le bassin d'Alboran oriental (entre 12,1 et 8,7 Ma pour les séries tholéitiques et entre 10,1 et 6,1 Ma pour les séries calco-alcalines ; Turner et al., 1999 ; Duggen et al., 2005, 2004). Le bassin d'Alboran oriental constitue une zone de transition entre la croûte continentale amincie du bassin d'Alboran occidental et la croûte océanique du bassin algéro-provençal (Booth-Rea et al., 2007). Les premiers sédiments qui se déposent dans le bassin d'Alboran oriental ont un caractère syn-rift et coïncident, ou sont légèrement plus jeunes, avec les roches volcaniques décrites ci-dessus (Booth-Rea et al., 2007). Quelques failles normales recoupent l'intégralité de la croûte et accommodent une extension vers l'Ouest (Booth-Rea et al., 2007).

2.1.2. Apports de l'analyse des bassins sédimentaires dans le Rif, les Bétiques et le bassin d'Alboran

Dans les Bétiques centrales et orientales, de nombreux bassins post-nappes se sont formés en réponse à l'exhumation, en extension du complexe des Nevado-Filabrides. Ces dépôts ont un caractère syn-rift du Serravallien au Tortonien inférieur et enregistrent une immersion (Sanz de Galdeano et Vera, 1992). Dès le Tortonien supérieur, ils deviennent post-rift et enregistrent une émergence liée à la surrection post-messinienne des marges bétiques (Sanz de Galdeano et Vera, 1992). La formation de ces bassins a été accommodée par une extension ~NE/SW (Meijninger et Vissers, 2006 ; Morales et al., 1990). Les accidents de la Trans-Alboran Shear Zone ont d'abord joué en failles normales dès le Serravallien puis ont été réactivées en jeu sénestre au Messinien inférieur (Augier et al., 2013 ; Masana et al., 2004 ; Booth-Rea et al., 2003). Le bassin de Grenade constitue le plus grand et le plus profond de ces bassins. Il a pu se mettre en place sur des dépôts du Miocène inférieur et est affecté par des failles normales actives aujourd'hui (Martinez-Martinez et al., 2006).

Dans le Rif, le bassin sédimentaire de Boudinar, localisé à l'Ouest du domaine de Temsamane, est à l'aplomb de la faille de Nékor. Il présente des dépôts qui s'étalent du Tortonien au Quaternaire. Les formations messiniennes sont affectées par une extension radiale syn-sédimentaire (Azdimousa et al., 2006), compatible avec le champ de déformation D₄. Cependant, contrairement aux zones internes, une phase de compression orientée ~N160, associée à une extension ~N70, a affecté le bassin de Boudinar dès la limite Messinien-Pliocène (Azdimousa et al., 2006) et peut être lié au jeu de la Trans-Alboran Shear Zone.

Le soulèvement de cette partie de la marge rifaine est contemporain de celui caractérisé au site ODP 976, dans le bassin d'Alboran entre 5 et 2,5 Ma (Rodriguez-Fernandez et Comas, 1999). Cette surrection n'est cependant que relative car le bassin d'Alboran est dans un contexte en subsidence générale (e.g. Comas et al., 1999). L'analyse structurale autour de ce site de forage montre que le champ de déformation actuel est contrôlé par une contrainte compressive maximale σ_1 sub-verticale et une contrainte σ_3 orientée N80 (de Larouzière et al., 1999). Ce champ de déformation est compatible avec la phase D₄ et peut accommoder les mouvements verticaux différentiels dans le bassin d'Alboran.

Les flyschs au Sud de Jebha sont en surrection relativement rapide (~0,10 à 0,35 mm/an) depuis le Miocène inférieur, alors que les zones internes ne se surélèvent lentement (0,01 à 0,03 mm/an) que depuis le Pliocène. Le bassin occidental d'Alboran, quant à lui, est en subsidence depuis la fin de l'Aquitainien et a commencé à s'ouvrir dès l'Oligocène moyen (e.g. Comas et al., 1999). Cette subsidence est accompagnée d'une forte

extension dans le bassin, permettant le dépôt de près de 7000 m de sédiments pendant le Miocène inférieur-moyen (de ~20,4 à 9 Ma ; Iribarren et al., 2009).

2.2. Partitionnement de la déformation actuelle dans l'arc de Gibraltar

À l'échelle de l'arc de Gibraltar, les accidents décrochants sénestres ~NE/SW à ~ENE/WSW qui recoupent l'intégralité de la marge Sud, dans le Rif, sont associés à des failles dextres ~NW/SE à ~WNW/ESE sur la marge Nord, dans les Bétiques (Kattach et al., 2013 ; Platt et al., 2013, 2003 ; Balanya et al., 2007 ; Leblanc et Olivier, 1984 ; **Figure 114** et **Figure 115**). Ces structures accommodent la convergence entre les plaques africaine et ibérique et individualisent des blocs qui peuvent subir des mouvements verticaux et horizontaux différentiels de manière contemporaine (Fernandez-Ibañez et al., 2007). Le partitionnement de la déformation observable depuis le Pliocène (Fernandez-Ibañez et al., 2007) a aussi été identifié au cours du Néogène (Balanya et al., 2012 ; 2007).

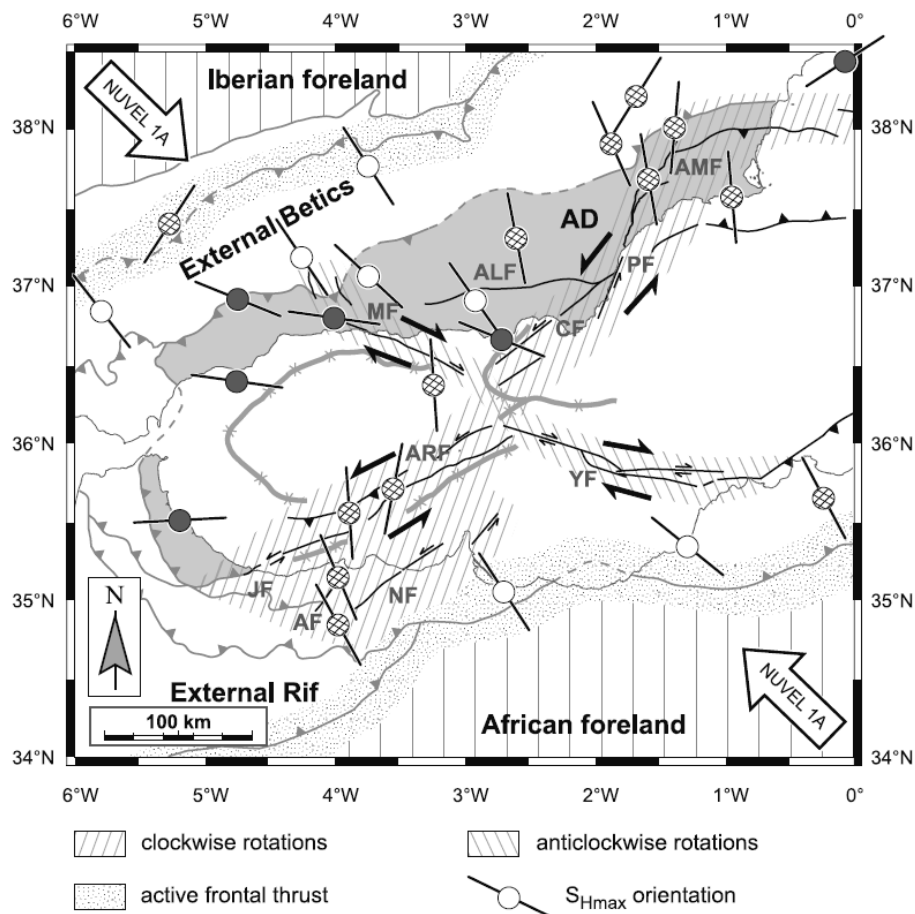


Figure 115 : Schéma tectonique de l'arc de Gibraltar montrant les systèmes de failles actifs, les rotations de contraintes associées, et le mode de partitionnement de la déformation. Pour l'orientation des S_{Hmax} : les cercles à croisillons correspondent à des rotations de contraintes horaires ; les cercles gris correspondent à des rotations de contraintes anti-horaires ; les cercles blancs correspondent à des zones qui ne subissent pas de rotations de contraintes (Fernandez-Ibañez et al., 2007).

AD : Domaine d'Alboran ; ALF : Zone de failles des Alpujarras ; AF : Faille d'Al Hoceima ; AMF : Faille d'Alhama de Murcia ; ARF : Faille de la Ride d'Alboran ; CF : Faille de Carboneras ; JF : Faille de Jebha ; MF : Zone de failles de Maro-Nerja ; NF : Faille de Nékor ; PF : Faille de Palomarès ; YF : Faille de Youssouf.

Aujourd'hui, la déformation compressive serait concentrée :

- i) au niveau des fronts de chevauchement de l'arc de Gibraltar, aujourd'hui situés dans les domaines externes et à l'Ouest du prisme d'accrétion du Golfe de Cadix (Chalouan et al., 2014, 2006 ; Bargach et al., 2004 ; Maldonado et al., 1999) ;
- ii) à l'Est de l'arc de Gibraltar, le long de la Trans-Alboran Shear Zone, que ce soit dans le Rif (e.g. Poujol et al., 2014, Azdimousa et al., 2006), dans le bassin d'Alboran (Martínez-García et al., 2011) ou dans les Bétiques (e.g., Masana et al., 2005 ; Sanz de Galdeano et al., 1995 ; Sanz de Galdeano, 1990 ; de Larouzière et al., 1988).

Ces déplacements sont compatibles avec une compression ~NW/SE et une extension ~NE/SW. L'ensemble de la Trans-Alboran Shear Zone accommoderait une grande partie de la convergence Afrique-Ibérie (Nocquet, 2012). Il est donc cohérent que cette zone concentre une grande part du magmatisme et de la sismicité actuelle (e.g. Lustrino et al., 2011 ; Duggen et al., 2008, 2004 ; Stich et al., 2006 ; Hernandez et al., 1987).

Et, de façon synchrone, la déformation extensive a été décrite dans les secteurs suivants :

- i) dans les Bétiques, entre Almería et le bassin de Grenade (e.g. Martinez-Martinez et al., 2006 ; **Figure 114**). Cette extension a migré d'Est en Ouest pendant le Néogène ;
- ii) dans les zones internes rifaines, qui sont affectées par une phase de surrection accommodée par une extension radiale (cette étude).
- iii) dans le bassin occidental d'Alboran, qui est en subsidence, aussi accommodée par une extension radiale (e.g. Comas et al., 1999, de Larouzière et al., 1999).

3. IMPLICATIONS POUR L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

3.1. Apports à la compréhension de l'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar

Cette étude pluridisciplinaire permet d'apporter des contraintes supplémentaires importantes qui doivent être intégrées dans les modèles d'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar.

Une première phase d'extension a affecté les formations des Ghomarides-Malaguides et des Sebtides-Alpujarrides, postérieurement à leur empilement, dès l'Oligocène moyen. Elle a permis :

- i) la mise en place de filons de dolérites et le jeu de zones de cisaillement normales du faciès Schistes Verts, dans les Ghomarides-Malaguides et dans les Sebtides-Alpujarrides (Esteban et al., 2013, cette étude) ;
- ii) les premiers stades d'ouverture du bassin d'Alboran (e.g. Comas et al., 1999 ; Platt et al., 1998) ;
- iii) les derniers stades de surrection des Sebtides/Alpujarrides et leur arrivée en subsurface entre le Miocène inférieur et moyen.

Cette extension peut être liée à une phase d'amincissement lithosphérique induisant une remontée asthénosphérique responsable de l'évènement thermique oligo-miocène (e.g. Platt et Vissers, 1989). Il y a donc un délai estimé entre 7 et 5 Ma entre l'initiation de l'amincissement lithosphérique et le refroidissement des granites mis en place dans les Sebtides inférieures.

L'évènement thermique oligo-miocène a eu lieu alors que les formations des Sebtides inférieures étaient déjà exhumées à de faibles profondeurs (~12-9 km). Le gradient géothermique moyen à la fin de cet évènement thermique variait alors probablement entre 40 et 60°C/km. Les unités des Sebtides inférieures ont ensuite subi un refroidissement isobare très rapide (entre 200 et 100°C/Ma minimum) en raison de leur proximité avec la surface et de la déformation extensive qui a accommodé les derniers stades de surrection durant l'Aquitano-Burdigalien.

La chaîne bético-rifaine est découpée en blocs délimités principalement par des accidents dextres ~NW/SE dans les Bétiques et sénestres ~NE/SW dans le Rif. À plus petite échelle, dans les zones internes rifaines, les décrochements de Jebha, d'Oued Laou et de Tétouan constituent des zones de failles majeures à l'échelle du Rif interne. Ces accidents ont accommodé des mouvements horizontaux et verticaux différentiels entre les blocs durant tout le Néogène. Le jeu normal des familles de failles majeures ~NE/SW et ~NW/SE depuis le Pliocène a découpé le Rif interne en de multiples horsts et grabens qui sont relativement en subsidence ou en surrection, dans un contexte de surrection générale. Ces accidents délimitent le trait de côte actuel et séparent la marge marocaine en surrection du bassin d'Alboran en subsidence. L'accident de Jebha accommode la surrection plus rapide du compartiment Sud par rapport au Nord depuis la fin du Miocène inférieur. Il a donc continué à jouer un rôle majeur dans la structuration de la chaîne du Rif jusqu'à des périodes très récentes.

L'analyse structurale a mis en évidence des rotations de contraintes des phases D₂ et D₃ du Nord au Sud des zones internes. Les rotations des structures de la phase D₂ sont corrélées avec les données paléomagnétiques et la formation de l'arc de Gibraltar (e.g. Cifelli et al., 2008 et références citées). Dans le Rif interne, ces rotations auraient débuté pendant ou après le Burdigalien supérieur et se seraient terminées avant la fin du Miocène. En revanche, celles qui affectent les structures de la phase D₃ sont postérieures à la formation de l'arc et sont corrélées avec l'expulsion latérale du Nord du Maroc vers le SW (Pedrera et al., 2011 ; Chalouan et al., 2006).

C'est la première fois qu'il est démontré que l'extension radiale postérieure au Miocène supérieur (phase D₄) est toujours active aujourd'hui dans les zones internes du Rif, malgré la convergence actuelle entre l'Afrique et l'Ibérie. La déformation est donc partitionnée à l'échelle de l'arc de Gibraltar (Fernandez-Ibañez et al., 2007) et elle l'a été durant tout le Miocène (Balanya et al., 2012, 2007). Actuellement, la compression est principalement localisée au niveau du front de chevauchement actif de la chaîne, ainsi que le long de la Trans-Alboran Shear Zone. Ce sont ces zones qui accommodent la convergence Afrique-Ibérie depuis la fin du Miocène supérieur et constituent peut-être les actuelles limites de plaques (**Figure 3**, Chapitre 2, section 1.1.).

3.2. Intégration dans les modèles d'évolution géodynamique actuels

L'évolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine peut être expliqué par un plan de subduction associé à des processus de roll-back (Jolivet et Faccenna, 2000). Le débat est cependant toujours ouvert quant à la polarité de la subduction, vers le NW (e.g. Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2006 et références citées), ou vers le SE (Vergès et Fernandez, 2012). Les données présentées dans cette étude ne permettent pas de trancher entre ces différents modèles mais apportent des précisions importantes concernant les périodes Oligocène supérieur-Miocène inférieur et Pliocène-actuel.

Pour la période Oligocène supérieur-Miocène inférieur, les modèles proposés doivent concilier les mouvements compressifs en avant de la chaîne (Dorsale Calcaire) synchrones des mouvements extensifs en arrière de la chaîne (Ghomarides, Sebtides et bassin d'Alboran). De plus, ces déformations sont postérieures à l'empilement des nappes dans les domaines des Ghomarides et des Sebtides.

La structure des Sebtides inférieures pourrait être interprétée comme un « metamorphic core complex » d'après les observations suivantes :

- i) le gradient métamorphique décrit du haut au bas de la pile structurale (e.g. Michard et al., 2006) ;
- ii) l'exhumation de ces unités en contexte extensif par le biais de grandes failles normales du faciès des Schistes Verts puis fragiles ;
- iii) l'injection de filons granitiques dans ces failles, issus de la fusion de formations sédimentaires sous-jacentes.

Des structures de ce type ont été décrites dans la partie Est de la Méditerranée occidentale, (e.g. Jolivet et al., 1998) et le massif des Nevado-Filabrides est interprété comme un « metamorphic core complex » (e.g. Martinez-Martinez et Azañon, 1997).

Cependant, en ce qui concerne le domaine des Sebtides-Alpujarrides, le fait que la surrection des unités métamorphiques soit synchrone du chevauchement des zones internes sur les flyschs et les zones externes est incompatible avec ces modèles uniquement extensifs.

Ce type de processus a par exemple été décrit dans les Apennins (e.g. Tavani et al., 2012) ou encore dans l'Himalaya (e.g. Beaumont et al., 2009) où les mouvements chevauchants forment des anticlinaux (« dômes ») dans lesquels les formations superficielles s'effondrent. Les mouvements extensifs sont donc probablement limités aux premiers kilomètres de la croûte superficielle et sont liés à un contexte général en compression. En profondeur, ce régime de déformation provoquerait le chevauchement des unités inférieures sur la Dorsale Calcaire, puis de l'ensemble des zones internes sur les flyschs et les zones externes. En revanche, les secteurs à l'extrados du pli, (Ghomarides et Sebtides) sont affectés par de l'extension radiale.

Plusieurs processus fonctionnent alors de façon contemporaine **pendant la période aquitano-burdigalienne**. La compression induit donc :

- i) l'empilement des zones internes sur le domaine des flyschs et les zones externes (**Figure 116**) ;
- ii) l'empilement de la Dorsale Calcaire qui mène à la sédimentation d'olistolithes dans le domaine prédorsalien (**Figure 116** ; Olivier, 1984) ;
- iii) le fonctionnement de l'anticlinal de Beni Bousera, et des formations de Filali sus-jacentes, en pli de rampe (**Figure 116**).

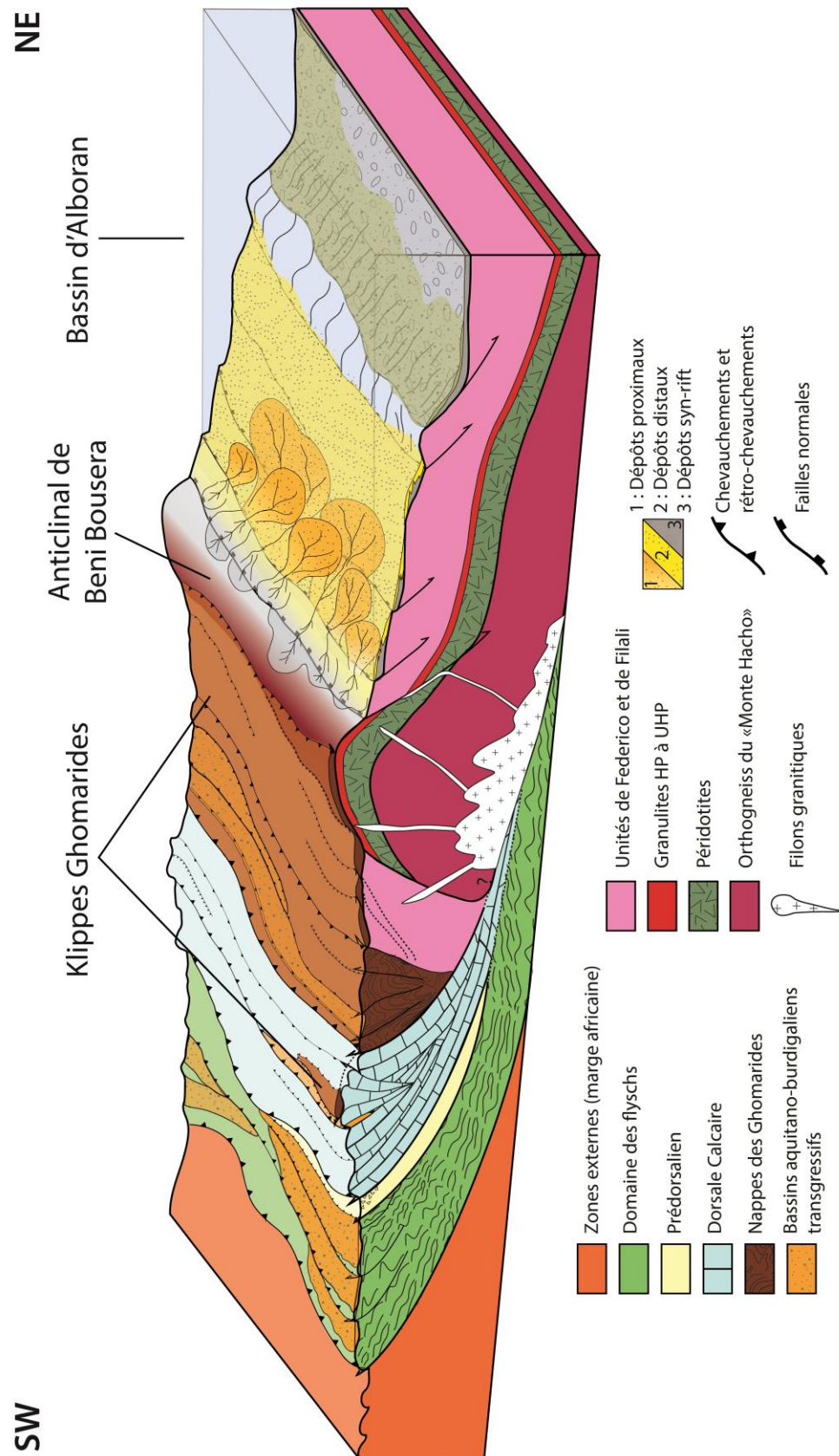


Figure 116 : Bloc diagramme schématisant les processus tectono-sédimentaires dans la chaîne du Rif pendant le Burdigalien.

L'extension provoque :

- i) la mise en place de magma dans les failles normales dans les formations des Sebtides inférieures (**Figure 116**) qui résulte de la fusion partielle de matériel sédimentaire sous-charrié sous le domaine interne (flyschs et zones externes ; Rossetti et al., 2013). L'empilement des zones internes sur le domaine des flyschs se déroulerait donc durant cette période aquitano-burdigalienne et non après le Burdigalien inférieur comme l'affirmait Olivier (1984) ;
- ii) la formation et l'approfondissement des bassins transgressifs sur les nappes des Ghomarides (e.g. Serrano et al., 2007, 2006) ;
- iii) la subsidence tectonique et l'immersion du bassin d'Alboran qui confèrent un caractère syn-rift aux dépôts (**Figure 116** ; e.g. Comas et al., 1999).

Pendant la période Burdigalien supérieur-Langhien, le magmatisme a cessé et les unités des Sebtides inférieures sont arrivées proches de la surface. Des rétrochevauchements affectent l'ensemble de la chaîne du Rif mais elles sont beaucoup plus marquées au niveau du front de compression (Dorsale Calcaire, domaine des flyschs) que dans les zones plus internes (**Figure 116**). L'épaississement résultant de cette compression est suffisamment important pour stopper le refroidissement des unités métamorphiques à très faible profondeur jusqu'à ~15 Ma. Le front de compression se déplace vers l'extérieur de la chaîne (zones externes). Ces mouvements sont contemporains de la formation du prisme orogénique à l'extérieur de la chaîne (**Figure 116**).

Au Miocène supérieur, ces processus sont terminés et les mouvements verticaux dans le Rif interne sont de faible ampleur, contrôlés par une compression ~NNW/SSE et une extension ~ENE/WSW. De grands décrochements peuvent initier l'ouverture en « pull-apart » des bassins de Tétouan, Oued Laou-Tirinese, Bou Ahmed et Oued Amter. Pendant cette période, la subsidence du bassin occidental d'Alboran continue et les flyschs au Sud de Jebha s'écaillent, se plissent et s'exhument. Les mouvements différentiels entre ces différents secteurs sont accommodés par l'accident de Jebha et par les réseaux de failles qui délimitent le trait de côte.

Depuis la fin du Miocène, la lente surrection de l'ensemble des zones internes est associée à une extension radiale. Ces processus s'étendent au bassin occidental d'Alboran (e.g. Comas et al., 1999) et peut-être même au domaine intrarifain au Nord de Jebha (Di Staso et al., 2010). Le domaine du Rif central et oriental est un secteur où le plan de subduction semble détaché de la croûte, tandis qu'il serait toujours attaché sous le domaine du Rif septentrional (Bonnin et al., 2014). La traction exercée par ce plan de subduction empêcherait les zones internes de se surélever en réponse à la forte épaisseur de la croûte dans ce domaine (Mancilla et al., 2012 ; Petit et al., en révision).

3.3. Implications pour l'estimation des mouvements verticaux par thermochronologie

Ce travail a permis de mettre en évidence que les taux de refroidissement estimés dans l'ensemble des Sebtides/Alpujarrides qui ne correspondent pas à des taux connus en domaine orogénique. Ils ne peuvent raisonnablement pas être interprétés comme de simples déplacements verticaux. L'évènement HT-BP oligo-miocène a affecté ces formations dans l'ensemble de l'arc de Gibraltar (**Figure 117**) alors qu'elles étaient à de très faibles profondeurs (e.g. Homonnay, 2014 ; Platt et al., 2013 ; Rossetti et al., 2013 ; Ruiz-Cruz et

Sanz de Galdeano, 2012a ; Michard et al., 2006). Ce réchauffement généralisé, lié à des processus asthénosphériques (e.g. Platt et al., 2013), a été accompagné d'importantes circulations de fluides « chauds ». Leur interaction avec les roches environnantes a pu permettre de nombreuses recristallisations qui auraient faussé les interprétations des âges obtenus. Dans les kinzigites de Beni Bousera, l'analyse U-Pb des monazites et zircons montre, par exemple, des néocristallisations (auréoles) alpines autour de minéraux hérités, datés du varisque (e.g. Rossetti et al., 2010 ; Montel et al., 2000).

Il est donc probable que les âges obtenus avec les différents thermochronomètres (de haute- à basse-température) doivent être interprétés comme des âges de cristallisation lors de l'épisode HT-BP. Les taux de refroidissement calculés à partir de ces âges n'auraient alors aucune signification en termes de déplacements verticaux. En raison de leur grande sensibilité thermique, seuls les thermochronomètres AFT et AHe permettent d'obtenir une indication concernant l'âge d'arrivée des unités en sub-surface. Il est cependant beaucoup plus difficile de contraindre temporellement l'évolution métamorphique et des mouvements verticaux antérieurs à l'évènement thermique. Seules des datations ponctuelles *in situ*, effectuées sur des assemblages minéralogiques précis, permettraient de caractériser cette évolution. La question de la contribution varisque dans la structure actuelle de la chaîne reste ouverte.

Les unités des Nevado-Filabrides n'ayant pas été affectées par l'évènement thermique (**Figure 117**), ce type de problèmes d'interprétation des âges obtenus ne se pose pas. Les analyses thermochronologiques multi-méthodes ont donc permis de retracer une grande partie de leur évolution métamorphique et de leur exhumation depuis les domaines de HP (e.g. Platt et al., 2013 ; Augier et al., 2005b). Le fait qu'elles aient été épargnées par cet épisode HT-BP est difficilement explicable, compte tenu de leur position inférieure par rapport aux Sebides/Alpujarrides. La juxtaposition des deux domaines se serait donc effectuée après l'Aquitaniien (e.g. Platt et al., 2013).

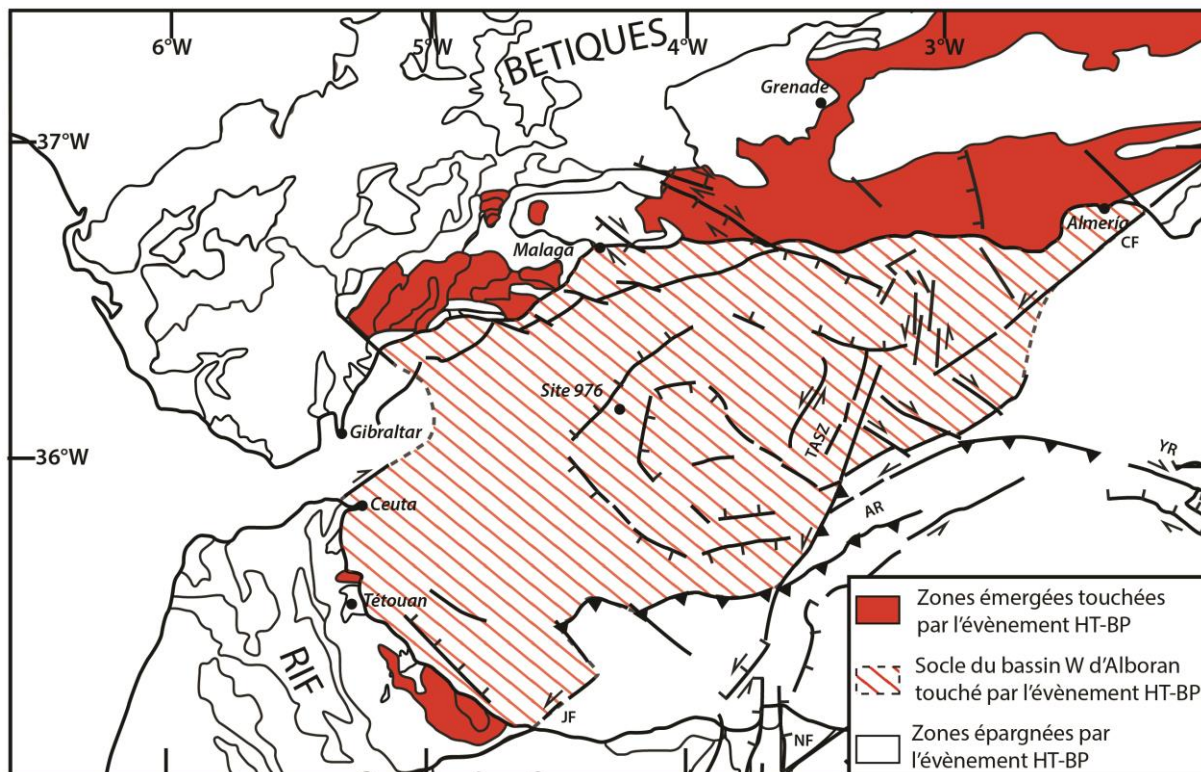


Figure 117 : Carte de zonation des unités affectées par l'évènement thermique oligo-miocène dans l'arc de Gibraltar.

La comparaison des données thermochronologiques basse-température obtenues dans l'ensemble de l'arc de Gibraltar met en évidence de grandes hétérogénéités entre les périodes d'arrivées à la surface des unités dans les différents compartiments identifiés (**Figure 118**).

Dans la chaîne du Rif, trois compartiments de se surélèvent de façon progressive, du Nord vers Sud, pendant tout le Miocène (**Figure 118**) :

- i) le compartiment Nord des zones internes, au Nord de la faille de Tétouan, aurait été surélevé dès la fin de l'Oligocène au début du Miocène inférieur (**Figure 118**) ;
- ii) le compartiment entre Tétouan et Jebha, aurait atteint la sub-surface durant le Miocène inférieur à moyen ;
- iii) la surrection s'initie plus tardivement dans le domaine à l'Est et au Sud de l'accident de Jebha (jusqu'aux Tamsamanes). Ces formations atteignent la sub-surface durant le Miocène supérieur (**Figure 118**).

Dans la chaîne des Bétiques, des données AHe ne sont disponibles que dans les Nevado-Filabrides où l'évolution des mouvements verticaux est bien contrainte jusqu'à la surface. Dans les autres domaines (Alpujarrides), seules des données AFT sont disponibles et ne permettent pas de préciser l'âge des derniers stades de surrection. Des analyses AHe dans les unités des Alpujarrides dans les grands compartiments, ainsi que dans les flyschs du détroit de Gibraltar, apporteraient des contraintes importantes quant à l'évolution des mouvements verticaux dans l'ensemble de l'arc de Gibraltar.

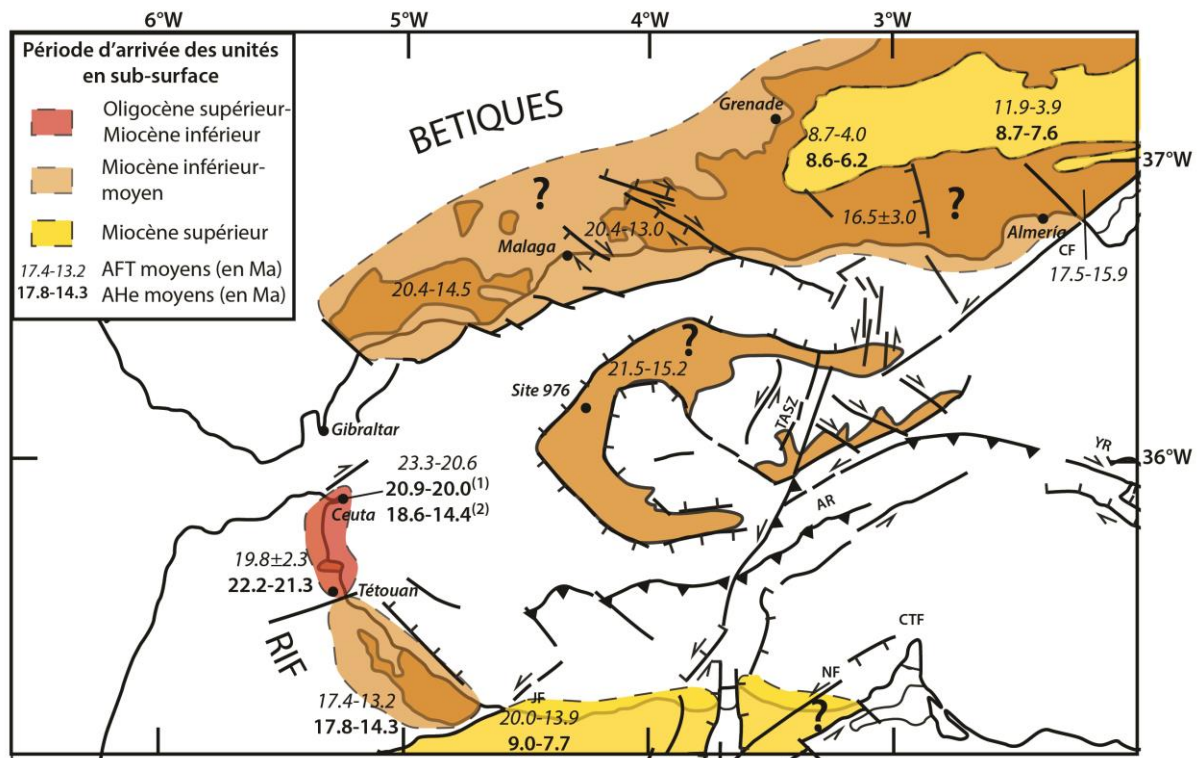


Figure 118 : Carte schématique de l'arc de Gibraltar illustrant les compartiments majeurs et leur période d'arrivée à des températures de sub-surface (~110-40°C soit moins de 4 km de profondeur). (1) AHe obtenus dans les orthogneiss du Monte Hacho ; (2) AHe obtenus dans les paragneiss de Ceuta. Pour les références des âges présentés, voir Figure 114.

LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aboumaria, K., Zaghloul, M.N., Battaglia, M., Loiacono, F., Puglisi, D., Aberkan, M., 2009. Sedimentary processes and provenance of Quaternary marine formations from the Tangier Peninsula (Northern Rif, Morocco). *J. African Earth Sci.* 55, 10–35.
- Adams, C.G., Benson, R.H., Kidd, R.B., Ryan, W.B.F., Wright, R.C., 1977. The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean. *Nature* 269, 383–386.
- Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaifi, A., Précigout, J., 2011. Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. *Geodin. Acta* 24, 49–60.
- Aghzer, A.M., Haissen, F., 2005. High-pressure granulite event in the Filali Unit (Beni Bousera Massif, Morocco): implications for an early Variscan metamorphic evolution. *Geogaceta* 38, 267–270.
- Ahmamou, A., 2002. Evolution et dynamique sédimentaire des carbonates fluvio-lacustres plio-quaternaires dans le Saïss de Fès (Maroc). Université Mohammed V, Rabat.
- Ahmamou, M., Chalouan, A., 1988. Distension synsédimentaire plio-quaternaire et rotation anti-horaire des contraintes au Quaternaire ancien sur la bordure nord du bassin du Saïss (Maroc). *Bull. l'Institut Sci. Rabat* 12, 19–26.
- Aït Brahim, L., 1991. Etudes des formations cassantes et états de contraintes récentes au Nord du Maroc. Résultats de la cinématique des plaques Afrique-Europe et du bloc d'Alboran. Université Mohammed V, Rabat.
- Aldrich, L.T., Nier, A.O., 1948. Argon 40 in Potassium Minerals. *Phys. Rev.* 74, 876–877.
- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S., McClelland, E., 1993. Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 225–241.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Mahlburg Kay, S., Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 139–174.
- Alpert, L.A., Miller, M.S., Becker, T.W., Allam, A.A., 2013. Structure beneath the Alboran from geodynamic flow models and seismic anisotropy. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4265–4277.
- Anahnah, F., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Pedrera, A., Ruano, P., Pous, J., Heise, W., Ruiz-Constán, A., Benmakhlouf, M., López-Garrido, A.C., Ahmamou, M., Sanz de Galdeano, C., Arzate, J., Ibarra, P., González-Castillo, L., Bouregba, N., Corbo, F., Asensio, E., 2011. Deep resistivity cross section of the intraplate Atlas Mountains (NW Africa): New evidence of anomalous mantle and related Quaternary volcanism. *Tectonics* 30, TC5014.
- Andriessen, P., Zeck, H.P., 1996. Fission-track constraints on timing of Alpine nappe emplacement and rates of cooling and exhumation, Torrox area, Betic Cordilleras, S. Spain. *Chem. Geol.* 131, 199–206.
- Andrieux, J., 1971. La structure du Rif central : étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 235, 152.
- Andrieux, J., Fontbote, J.M., Mattauer, M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 191–198.
- Andrieux, J., Mattauer, M., 1973. Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Bull. la Société Géologique Fr.* 7, 115–118.
- Armstrong, P.A., 2005. Thermochronometers in Sedimentary Basins. *Rev. Mineral. Geochemistry* 58, 499–525.
- Asebriy, L., 1994. Evolution tectonique et métamorphique du Rif central (Maroc): définition du domaine Subrifain. Université Mohamed V, Rabat.
- Asebriy, L., Azdimousa, A., Bourgois, J., 2003. Structure du Rif externe sur la transversale du Massif de Ketama. *Trav. l'Institut Sci. Rabat, série Géologie Géographie Phys.* 21, 27–46.
- Asebriy, L., Bourgois, J., Cherkaoui, T.E., Azdimousa, A., 1993. Evolution tectonique récente de la zone de faille du Nékor: importance paléogéographique et structurale dans le rif externe, Maroc. *J. African Earth Sci.* 17, 65–74.
- Asebriy, L., De Luca, P., Bourgois, J., Chotin, P., 1987. Resédimentations d'âge Sénonien dans le Rif central (Maroc) : conséquences sur les divisions paléogéographiques et structurales de la chaîne. *J. African Earth Sci.* 6, 9–17.

- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., Booth-Rea, G., 2005a. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *J. Metamorph. Geol.* 23, 357–381.
- Augier, R., Booth-Rea, G., Agard, P., Martínez-Martínez, J.M., Jolivet, L., Azañón, J.M., 2005b. Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and Tweeku multiequilibrium thermobarometry. *Bull. la Société Géologique Fr.* 176, 403–416.
- Augier, R., Jolivet, L., Negro, F., 2013. From ductile to brittle, late-to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the northeastern Internal zones. *Bull. la Société Géologique Fr.* 184, 405–425.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., 2000. Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics* 19, 549–565.
- Azdimousa, A., Bourgois, J., Asebriy, L., Poupeau, G., Montigny, R., 2003. Histoire thermique et surrection du Rif externe et des nappes de flyschs associées (Nord Maroc). *Trav. l'Institut Sci. Rabat, série Géologie Géographie Phys.* 21, 15–26.
- Azdimousa, A., Bourgois, J., Poupeau, G., Vázquez, M., Asebriy, L., Labrin, E., 2013. Fission track thermochronology of the Beni Bousera peridotite massif (Internal Rif, Morocco) and the exhumation of ultramafic rocks in the Gibraltar Arc. *Arab. J. Geosci.*
- Azdimousa, A., Jabaloy, A., Asebriy, L., Booth-Rea, G., Gonzalez-Lodeiro, F., Bourgois, J., 2007. Lithostratigraphy and Structure of the Tamsamani Unit (Eastern External Rif, Morocco). *Rev. la Soc. Geológica España* 20, 187–200.
- Azdimousa, A., Poupeau, G., Rezqi, H., Asebriy, L., Bourgois, J., Aït Brahim, L., 2006. Géodynamique des bordures méridionales de la mer d'Alboran ; application de la stratigraphie séquentielle dans le bassin néogène de Boudinar (Rif oriental , Maroc). *Bull. l'Institut Sci. Rabat* 28, 9–18.
- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz Azpiroz, M., Expósito, I., Luján, M., 2007. Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: Insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics* 26, 1–19.
- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Diaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Torcal, F., Pérez-Vila, M.J., Booth-Rea, G., 2012. Arc-parallel vs back-arc extension in the Western Gibraltar arc: Is the Gibraltar forearc still active? *Geol. Acta* 10, 249–263.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics* 16, 226–238.
- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A., Uchupi, E., 2008. Alboran Basin, southern Spain—Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Mar. Pet. Geol.* 25, 75–101.
- Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., Córdoba, D., 1980. Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 49, 219–230.
- Bargach, K., Ruano, P., Chabli, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Jabaloy, A., Akil, M., Ahmamou, M., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlouf, M., 2004. Recent Tectonic Deformations and Stresses in the Frontal Part of the Rif Cordillera and the Saïss Basin (Fes and Rabat Regions , Morocco). *Pure Appl. Geophys.* 161, 521–540.
- Batt, G., Brandon, M., Farley, K.A., Roden-Tice, M., 2001. Tectonic synthesis of the Olympic Mountains segment of the Cascadia wedge, using two-dimensional thermal and kinematic modeling of thermochronological ages. *J. Geophys. Res.* 106, 26731–26746.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins. *Geophys. J. Int. R. Astron. Soc.* 65, 291–329.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Butler, J.P., Warren, C.J., 2009. Crustal structure: A key constraint on the mechanism of ultra-high-pressure rock exhumation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 287, 116–129.
- Behr, W.M., Platt, J.P., 2012. Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. *Tectonics* 31, 1–23.
- Bellot, A., 1985. Etude gravimétrique du Rif Paléozoïque : la forme des Beni Bousera. *Académie de Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.*
- Ben Aabidate, L., 1994. Contribution à l'étude hydrogéothermique du Maroc nord-occidental (Rharb, Rides et Saïss). *Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie.*
- Ben Yaïch, A., 1981. Etude géologique de la Dorsale calcaire entre Tlata Taghramt et Ben Younis. (Haouz, Rif, Maroc). *Université Mohamed V, Rabat.*

- Ben Yaïch, A., Durand-Delga, M., Feinberg, H., Maate, M., Magne, J., 1986. Implications de niveaux du Miocène inférieur dans les rétrocharriages de la Dorsale rifaine (Maroc) : signification à l'échelle de Gibraltar. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris, Sci. la terre des planètes* 302, 587–592.
- Benammi, M., Calvo, M., Prévot, M., Jaeger, J.J., 1996. Magnetostratigraphy and paleontology of Aït Kandoula Basin (High Atlas, Morocco) and the African-European late Miocene terrestrial fauna exchanges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 145, 15–29.
- Benmakhlof, M., 1990. Genèse et évolution de l'accident de Tétouan et son rôle transformant au niveau du Rif septentrional (Maroc) depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel. Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat.
- Benmakhlof, M., Chalouan, A., 1995. Evolution néogène du bassin de Tétouan-Martil, Rif septentrional, Maroc. *Geogaceta* 17, 98–100.
- Benmakhlof, M., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Ahmamou, M., López-Garrido, A.C., 2012. Inversion of transfer faults: the Jebha-Chrafate fault (Rif, Morocco). *J. African Earth Sci.* 73–74, 33–43.
- Benzaggagh, M., Mokhtari, A., Rossi, P., Michard, A., El Maz, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rjmati, E.C., 2014. Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): Intramargin hiatus or South-Tethyan remnants? *J. Geodyn.* 77, 4–21.
- Bernard-Griffith, J., Cantagrel, J.M., Kornprobst, J., 1977. Age des gneiss du Hacho de Ceuta: un événement thermique Hercynien dans la zone interne du Rif. *RAST Rennes* 64.
- Bertotti, G., Seward, D., Wijbrans, J., ter Voorde, M., Hurford, A.J., 1999. Crustal thermal regime prior to, during, and after rifting: A geochronological and modeling study of the Mesozoic South Alpine rifted margin. *Tectonics* 18, 185–200.
- Beyssac, O., Simoes, M., Avouac, J.P., Farley, K.A., Chen, Y.G., Chan, Y.C., Goffé, B., 2007. Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. *Tectonics* 26, n/a–n/a.
- Bezada, M.J., Humphreys, E.D., 2012. Contrasting rupture processes during the April 11, 2010 deep-focus earthquake beneath Granada, Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 353–354, 38–46.
- Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., Gallart, J., 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett.* 368, 51–60.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., Kornprobst, J., 1999. Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science* (80-). 283, 1303–1306.
- Bokermann, G., Maufroy, E., Buontempo, L., Morales, J., Barruol, G., 2011. Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: Seismological constraints from dispersion and anisotropy. *Tectonophysics* 502, 28–37.
- Bonardi, G., de Capoa, P., Di Staso, A., Estévez, A., Martin-Martin, M., Martin-Rojas, I., Perrone, V., Tent-Manclus, J.E., 2003. Oligocene-to-Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Betics and Morocco Rif. *Geodin. Acta* 16, 149–169.
- Bonnin, M., Nolet, G., Villasenor, A., Gallart, J., Thomas, C., 2014. Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone. *Geophys. J. Int.* 198, 1458–1473.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Augier, R., 2003. Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). *Comptes Rendus Geosci.* 335, 751–761.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O., García-Dueñas, V., 2005. Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics* 24, n/a–n/a.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 8, 1–25.
- Bourgeois, J., 1977. D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar. *Bull. la Société Géologique Fr.* 19, 1115–1119.
- Bourgeois, J., Mauffret, A., Ammar, A., Demnati, A., 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Lett.* 12, 117–122.
- Bouybaouène, M., Goffé, B., Michard, A., 1995. High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebides nappes, northern Rif, Morocco. *Geogaceta* 17, 117–1.

- Bouybaouène, M., Michard, A., Goffé, B., 1998. High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif Belt, Morocco; a record of an ancient thickened crust in the Alboran Domain. *Bull. la Société Géologique Fr.* 162, 153–162.
- Bouybaouene, M.L., 1993. Etude pétrologique des métapélites des Sebtides supérieures, Rif interne, Maroc : une évolution métamorphique de haute pression. Université de Rabat, Maroc.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L., Poliakov, A., 2001. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics* 342, 113–136.
- Cadet, J.P., Fourniguet, J., Gigout, M., Guillemin, M., Pierre, G., 1977. D-La néotectonique des littoraux. *Bull. la Société Géologique Fr.* 19, 600–605.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 105, 10871–10878.
- Campillo, A.C., Maldonado, A., Mauffret, A., 1992. Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: Late Miocene to Recent. *Geo-Marine Lett.* 12, 165–172.
- Carlson, W.D., 1990. Mechanisms and kinetics of apatite fission-track annealing. *Am. Mineral.* 75, 1120–1139.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P., Sabadini, R., 1998a. The two-stage opening of the western – central Mediterranean basins : a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 667–679.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998b. The role of slab detachment processes in the opening of the western – central Mediterranean basins : some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 651–665.
- Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Akil, M., Marin, A., Chabli, A., Ruano, P., Bargach, K., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlouf, M., Ahmamou, M., Gourari, L., 2006. Tectonic wedge escape in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 262, 101–118.
- Chalouan, A., Gil, A.J., Galindo-Zaldívar, J., Ahmamou, M.F., Ruano, P., de Lacy, M.C., Ruiz-Armenteros, A.M., Benmakhlouf, M., Riguzzi, F., 2014. Active faulting in the frontal Rif Cordillera (Fes region, Morocco): Constraints from GPS data. *J. Geodyn.* 77, 110–122.
- Chalouan, A., Michard, A., 1990. The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: A variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics* 9, 1565–1583.
- Chalouan, A., Michard, A., 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure Appl. Geophys.* 161, 489–519.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I., Saddiqi, O., 2008. The Rif Belt. p. 100.
- Chalouan, A., Ouazani-Touhami, A., 1995. Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta* 17, 107–109.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., Bally, A.W., 1997. Neogene tectonic evolution of the south- western Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 81, 1161–1184.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Bokun, A.N., 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks : new modelling and field data from Oman. *Earth Planet. Sci. Lett.* 143, 173–182.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J., Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132, 225–232.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* 172, 5–24.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Grove, M., Harrison, T.M., 2004. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 829–840.
- Chumakov, I.S., 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt. *Initial Reports Deep Sea Drill. Proj.* 13, 1242–1243.
- Cifelli, F., Mattei, M., Porreca, M., 2008. New paleomagnetic data from Oligocene–upper Miocene sediments in the Rif chain (northern Morocco): Insights on the Neogene tectonic evolution of the Gibraltar arc. *J. Geophys. Res.* 113.
- Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique / Sequence boundaries and geodynamic evolution. *Géomorphologie* 2, 3–21.

- Cloetingh, S., Burov, E., Poliakov, A., 1999. Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin). *Tectonics* 18, 1064–1083.
- Cloetingh, S., Van der Beek, P.A., Van Rees, D., Roep, T.B., Biermann, C., Stephenson, R.A., 1992. Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region. *Geo-Marine Lett.* 12, 66–75.
- Cloos, M., 1982. Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 330–345.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Lett.* 12, 157–164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and Tectonic History of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 Results. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 161, 555–580.
- Comas, M.C., Soto, J.I., 1999. Brittle deformation in the metamorphic basement at site 976: Implications for Middle Miocene extensional tectonics in the Western Alboran Basin. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 161, 331–344.
- Cornée, J.J., Munch, P., Melinte-Drobesescu, M.C., Ben Moussa, A., Quillévéré, F., Drinia, H., Azdimousa, A., Ouazani-Touhami, A., Merzeraud, G., Fauquette, S., Corsini, M., Moissette, P., Feddi, N., 2014. The Early Pliocene reflooding in the Western Mediterranean: New insights from the rias of the Internal Rif, Morocco. *Comptes Rendus Geosci.* 1–9.
- Cowan, D.S., Silling, R.M., 1978. A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. *J. Geophys. Res.* 83, 5389–5396.
- Crespo-Blanc, A., 1995. Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alhoran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *J. Struct. Geol.* 17, 1559–1569.
- Crespo-Blanc, A., Campos, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *J. Struct. Geol.* 23, 1615–1630.
- Crespo-Blanc, A., Frizon de Lamotte, D., 2006. Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebien paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bull. la Société Géologique Fr.* 177, 267–282.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M., García-Dueñas, V., 1994. Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics* 13, 78–88.
- Crough, S.T., 1983. Hotspot Swells. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 11, 165–193.
- Crowley, K.D., Cameron, M., Schaefer, R.L., 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1449–1465.
- Crutchley, G.J., Berndt, C., Klaeschen, D., Masson, D.G., 2011. Insights into active deformation in the Gulf of Cadiz from new 3-D seismic and high-resolution bathymetry data. *Cunha. Geochemistry, Geophysics. Geosystems* 12, Q07016.
- De Capoa, P., Di Staso, A., Perrone, V., Zaghloul, M.N., 2007. The age of the foredeep sedimentation in the Betic–Rifian Mauretanian Units: A major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geosci.* 339, 161–170.
- De Jong, K., 2003. Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess ^{40}Ar and inherited ^{87}Sr , Betic Cordilleras, southern Spain. *Lithos* 70, 91–110.
- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., Ott d’Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics* 152, 41–52.
- De Larouzière, F.D., Pezard, P.A., Comas, M.C., Célériér, J., Vergniault, C., 1999. Structure and tectonic stresses in metamorphic basement, site 976, Alboran Sea. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 161, 319–329.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. No Title. *Basin Res.* 8, 105–123.
- Demnati, A., 1972. Krustenstruktur im Rif-Bereich von nord- Marokko aus gravimetrischen und aeromagnetischen regionalmessungen. *Boll. di Geofis. Teor. ed Appl.* 14, 203–236.
- Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géographique Lyon* 27, 327–357.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A.,

- Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Bju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7, 1123–1139.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 45, 265–283.
- Di Staso, A., Perrone, V., Perrotta, S., Zaghloul, M.N., Durand-Delga, M., 2010. Stratigraphy, age and petrography of the Beni Issef successions (External Rif; Morocco): Insights for the evolution of the Maghrebien Chain. *Comptes Rendus Geosci.* 342, 718–730.
- Didon, J., Durand-Delga, M., Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. la Société Géologique Fr.* 7, 77–106.
- Doblas, M., Oyarzun, R., 1989. Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology* 17, 430–433.
- Dodson, M.H., 1973. Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 40, 259–274.
- Donelick, R.A., Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *Am. Mineral.* 84, 1224–1234.
- Duchêne, S., Lardeaux, J.M., Albarède, F., 1997. Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics* 280, 125–140.
- Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D., Oates, N., 2008. Geochemical zonation of the Miocene Alboran Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 156, 577–593.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *J. Petrol.* 46, 1155–1201.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 91–108.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L., Morgan, J.P., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* 422, 602–606.
- Dunlap, W.J., 1997. Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites. *Chem. Geol.* 143, 181–203.
- Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marcais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., Suter, G., 1962. Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la mémoire du Profr. P. Fallot. *Mémoire hors-série Société Géologique Fr.* 1, 399–422.
- Durand-Delga, M., Kornprobst, J., 1963. Esquisse géologique de la région de Ceuta. *Bull. la Société Géologique Fr.* 7, 1049–1057.
- Durand-Delga, M., Lespinasse, P., 1965. Le Miocène des Beni Issef (Rif septentrional) et ses rapports avec la nappe Numidienne. *Comptes Rendus Sommet Société Géologique Fr.* 7, 321–323.
- Durand-Delga, M., Olivier, P., 1988. Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time, in the Atlas system of Morocco, in: Jacobshagen, V.H. (Ed.), *Lecture Notes in Earth Sciences Vol. 15*. Springer V., Berlin, pp. 465–480.
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 1–14.
- El Atrassi, F., Brunet, F., Bouybaouène, M., Chopin, C., Chazot, G., 2011. Melting textures and microdiamonds preserved in graphite pseudomorphs from the Beni Bousera peridotite massif, Morocco. *Eur. J. Mineral.* 23, 157–168.
- El Atrassi, F., Brunet, F., Chazot, G., Bouybaouène, M., Chopin, C., 2013. Metamorphic and magmatic overprint of garnet pyroxenites from the Beni Bousera massif (northern Morocco): Petrography, mineral chemistry and thermobarometry. *Lithos* 179, 231–248.
- El Kadiri, K., Chalouan, A., El Mrihi, A., Hlila, R., Lopez-Garrido, A., Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., Kerzazi, K., 2001. Les formations sédimentaires de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur dans l'unité ghomaride des Beni-Hozmar (secteur de Talembote, Rif septentrional, Maroc). *Eclogae Geol. Helv.* 94, 313–320.

- El Kadiri, K., Chalouan, A., El Mrihi, A., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., 2000. Descubrimiento del Burdigaliense (formacion Vinuela) en la coberta Gomaride de Ceuta (Rif septentrional). *Geogaceta* 28, 43–46.
- El Kadiri, K., Hlila, R., Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., Chalouan, A., Serrano, F., Bahmad, A., Guerra-Merchán, A., Liemlahi, H., 2006. Regional correlations across the Internides-Externides front (northwestern Rif Belt, Morocco) during the Late Cretaceous-Early Burdigalian times: palaeogeographical and palaeotectonic implications. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 262, 193–215.
- El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Pedrera, A., Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Julià, R., Akil, M., Hlila, R., Ahmamou, M.F., 2010. Eustatic and tectonic controls on Quaternary Ras Leona marine terraces (Strait of Gibraltar, northern Morocco). *Quat. Res.* 74, 277–288.
- El Maz, A., 1989. Le métamorphisme régional méso-catazonal de la série métapelitique de Jbel-Sidi-Mohamed-el Filali, et l'unité granulitique de Beni Bousera (Rif interne), Maroc. University of Pierre et Marie Curie, Paris.
- El Maz, A., Guiraud, M., 2001. Paragenèse à faible variance dans les métapelites de la série de Filali (Rif interne marocain) : interprétation et conséquence géodynamique. *Bull. la Société Géologique Fr.* 4, 469–485.
- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173–1177.
- Esteban, J.J., Tubia, J.M., Cuevas, J., Seward, D., Larionov, A., Sergeev, S., Navarro-Vilá, F., 2013. Insights into extensional events in the Betic Cordilleras, southern Spain: New fission-track and U–Pb SHRIMP analyses. *Tectonophysics* 603, 179–188.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev. Geophys.* 52.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.* 145, 809–821.
- Faccenna, C., Speranza, F., D'Ajello Caracciolo, F., Mattei, M., Oggiano, G., 2002. Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc–back-arc transitional regime. *Tectonophysics* 356, 213–232.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Ben Sari, D., Mourabit, T., Feigl, K.L., Barazangi, M., 2006. Active tectonics of the western Mediterranean : Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains , Morocco. *Geology* 34, 529–532.
- Fallot, P., 1937. Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 40, 553.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res.* 105, 2903–2914.
- Farley, K.A., 2002. (U–Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. *Rev. Mineral. Geochemistry* 47, 819–844.
- Farley, K.A., Shuster, D.L., Ketcham, R.A., 2011. U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS, and implications for the (U–Th)/He system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4515–4530.
- Farley, K.A., Wolf, R.A., Silver, L.T., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4223–4229.
- Favre, P., 1992. Géologie des massifs calcaires situés au front Sud de l'unité de Kétama (Rif, Maroc).
- Favre, P., 1995. Analyse quantitative du rifting et de la relaxation thermique de la partie occidentale de la marge transformante nord-africaine: le Rif externe (Maroc). Comparaison avec la structure actuelle de la chaîne. *Geodin. Acta* 8, 59–81.
- Feinberg, H., 1986. Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc). *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 315, 192.
- Feinberg, H., Lorenz, H.G., 1970. Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène du Maroc Nord-occidental. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 225, 21–26.
- Feinberg, H., Maate, A., Bouhdadi, S., Durand-Delga, M., Maate, M., Magne, J., Olivier, P., 1990. Signification des dépôts de l'oligocène supérieur-miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre* 310, 1487–1495.
- Feinberg, H., Saddiqi, O., Michard, A., 1996. New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda peridotite (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 105, 43–52.

- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C., Riva, R.E.M., 2007. Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophys. J. Int.* 169, 315–324.
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., Zoback, M.D., Morales, J., 2007. Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *J. Geophys. Res.* 112.
- Fischer, K.M., 2002. Waning buoyancy in the crustal roots of old mountains. *Nature* 417, 933–936.
- Flinch, J.F., 1996. Accretion and extensional collapse of the external western Rif (northern Morocco). *Mémoires du Museum Natl. d'Histoire Nat.* 170, 61–85.
- Flinch, J.F., Bally, A.W., Wu, S., 1996. Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology* 24, 67–70.
- Flowers, R.M., 2009. Exploiting radiation damage control on apatite (U–Th)/He dates in cratonic regions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 148–155.
- Flowers, R.M., Shuster, D.L., Wernicke, B.P., Farley, K.A., 2007. Radiation damage control on apatite (U–Th)/He dates from the Grand Canyon region, Colorado Plateau. *Geology* 35, 447.
- Foland, K.A., 1983. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating plateaux for biotites with excess argon. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 1, 3–21.
- Frets, E.C., Tommasi, A., Garrido, C.J., Vauchez, A., Mainprice, D., Targuisti, K., Amri, I., 2014. The Beni Bousera Peridotite (Rif Belt, Morocco): an Oblique-slip Low-angle Shear Zone Thinning the Subcontinental Mantle Lithosphere. *J. Petrol.* 55, 283–313.
- Frizon de Lamotte, D., 1985. La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., Guézou, J.C., 1991. Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques. *Bull. la Société Géologique Fr.* 162, 611–626.
- Frizon de Lamotte, D., Leikine, M., 1985. Métamorphisme miocène du Rif oriental (Maroc) et individualisation de la nappe gravitaire d'Aknoul. *Rev. Géologie Dyn. Géographie Phys.* 26, 29–42.
- Galbraith, R.F., Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 21, 459–470.
- Galdeano, A., Rossignol, J.C., 1977. Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bull. la Société Géologique Fr.* 7, 461–468.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *J. Geophys. Res.* 117.
- Gallagher, K., Bodin, T., Sambridge, M., Weiss, D., Kylander, M., Large, D., 2011. Inference of abrupt changes in noisy geochemical records using transdimensional changepoint models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 182–194.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., Stephenson, J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Mar. Pet. Geol.* 26, 525–535.
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., Fitzgerald, P., 2005. Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 193–208.
- Garcés, M., Krijgsman, W., Agustí, J., 1998. Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 69–81.
- Garcia-Castellanos, D., Villaseñor, A., 2011. Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature* 480, 359–63.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Lett.* 12, 88–95.
- Gautheron, C., Barbarand, J., Ketcham, R.A., Tassan-Got, L., Van der Beek, P.A., Pagel, M., Pinna-Jamme, R., Couffignal, F., Fialin, M., 2013. Chemical influence on α -recoil damage annealing in apatite: Implications for (U–Th)/He dating. *Chem. Geol.* 351, 257–267.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chem. Geol.* 273, 212–224.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chem. Geol.* 266, 157–170.

- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A., Dobson, K.J., 2012. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 96, 44–56.
- Gigout, M., Cadet, J.P., Fourniguet, J., Guillemin, M., Pierre, G., 1977. La chronologie du quaternaire. *Bull. la Société Géologique Fr.* 19, 584–590.
- Gleadow, A.J.W., Brown, R., 2000. Fission-track thermochronology and the long term denudational response to tectonics. *Geomorphol. Glob. Tectonics* 57–75.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Lovering, J.F., 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 94, 405–415.
- Gleadow, A.J.W., Hurford, A.J., Quaif, R.D., 1976. Fission Track Dating of zircon: improved etching techniques. *Earth Planet. Sci. Lett.* 33, 273–276.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J.M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., Galindo-Zaldívar, J., Padrón-Navarta, J.A., 2012. Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U–Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos* 146–147, 93–111.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R., Córdoba, D., 2003. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics* 22.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M.C., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M., Dañobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 734–749.
- Green, P.F., Duddy, I.R., 2006. Interpretation of apatite (U–Th)/He ages and fission track ages from cratons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244, 541–547.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 59, 237–253.
- Grimison, N.L., Chen, W.P., 1986. The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 91, 2029–2047.
- Groupe de recherche néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977. L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. la Société Géologique Fr.* 19, 575–614.
- Grove, M., Harrison, T.M., 1996. $^{40}\text{Ar}^*$ diffusion in Fe-rich biotite. *Am. Mineral.* 81, 940–951.
- Gübeli, A., Hochuli, P.A., Wildi, W., 1984. Lower Cretaceous turbiditic sediment from the Rif chain (northern Morocco), palynology, stratigraphy setting. *Geol. Rundschau* 73, 1081–1114.
- Guedes, S., Hadler N, J.C., Oliveira, K.M.G., Moreira, P.A.F.P., Iunes, P.J., Tello S., C.A., 2006. Kinetic model for the annealing of fission tracks in minerals and its application to apatite. *Radiat. Meas.* 41, 392–398.
- Guedes, S., Jonckheere, R., Moreira, P.A.F.P., Hielscher, R., 2008. On the calibration of fission-track annealing models. *Chem. Geol.* 248, 1–13.
- Guerrera, F., Martin-Martin, M., Perrone, V., Tramontana, M., 2005. Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebien Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nov.* 17, 358–367.
- Gutscher, M.A., 2004. What caused the Great Lisbon Earthquake? *Science* (80-.). 305, 1247–1248.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071–1074.
- Hames, W.E., Bowring, S.A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 127, 161–167.
- Hames, W.E., Hodges, K.V., 1993. Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evaluation of slow cooling and episodic loss of ^{40}Ar from sample of polymetamorphic muscovite. *Science* (80-.). 261, 1721–1723.
- Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 1039–1051.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Harrison, T.M., Zeitler, P.K., 2005. Fundamentals of Noble Gas Thermochronometry. *Rev. Mineral. Geochemistry* 58, 123–149.

- Haschke, M., Günther, A., 2003. Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means. *Geology* 31, 933–936.
- Hernandez, J., de Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., 1987. Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bull. la Société Géologique Fr.* 8, 257–267.
- Hillaire-Marcel, C., Carro, O., Causse, C., Goy, J.L., Zazo, C., 1986. Th/U dating of *Strombus bubonius*-bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology* 14, 613–616.
- Hlila, R., Chalouan, A., El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Martín-Pérez, J.A., Serrano, F., López-Garrido, A.C., Maate, A., Guerra-Merchán, A., 2008. New stratigraphic data of the Oligo-Miocene transgressive cover of the Ghomaride units (Northern Internal Rif, Morocco): Implications on tectonosedimentary evolution. *Rev. la Soc. Geológica España* 21, 59–71.
- Hlila, R., Sanz de Galdeano, C., 1995. Structure, cinématique et chronologie des déformations dans la dorsale du Haouz (Rif, Maroc). *Geogaceta* 17, 95–97.
- Hodell, D.A., Benson, R.H., Kennett, J.P., Rakic-El Bied, K., 1989. Stable isotope stratigraphy of latest Miocene sequences in northwest Morocco: the Bou Regreg section. *Paleoceanography* 4, 467–482.
- Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A., Rakic-El Bied, K., 1994. Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwest Morocco): a high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography* 9, 835–855.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E., 2001. Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography* 16, 164–178.
- Hodell, D.A., Elmsstrom, M., Kennett, J.P., 1986. Latest Miocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ changes, global ice volume, sea level and the “Messinian salinity crisis”. *Nature* 320, 411–414.
- Hodges, K.V., Hames, W.E., Bowring, S.A., 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age gradients in micas from a high-temperature-low-pressure metamorphic terrain: Evidence for very slow cooling and implications for the interpretation of age spectra. *Geology* 22, 55–58.
- Homonnay, E., 2014. Etude métamorphique pétrographique et géochronologique des unités métamorphiques de Ceuta.
- House, M.A., Kohn, B.P., Farley, K.A., Raza, A., 2002. Evaluating thermal history models for the Otway Basin, southeastern Australia, using (U-Th)/He and fission-track data from borehole apatites. *Tectonophysics* 349, 277–295.
- House, M.A., Wernicke, B.P., Farley, K.A., 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature* 396, 66–69.
- House, M.A., Wernicke, B.P., Farley, K.A., Dumitru, T.A., 1997. Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 151, 167–179.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *Initial Reports Deep Sea Drill. Proj.* 13, 1203–1231.
- Hurfurd, A.J., Platt, J.P., Carter, A., 1999. Fission-track analysis of samples from the Alboran Sea basement. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 161, 295–300.
- Iribarren, L., Vergés, J., Fernández, M., 2009. Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics* 475, 68–84.
- Ivanovic, R.F., Flecker, R., Gutjahr, M., Valdes, P.J., 2013. First Nd isotope record of Mediterranean–Atlantic water exchange through the Moroccan Rifian Corridor during the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 368, 163–174.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., 1993. The Alpujarride–Nevado–Filabride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 15, 555–569.
- Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., Bouybaouène, M., 2006. Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebide complex, Rif, Morocco: Monazite stability and geochronology. *Lithos* 87, 214–234.
- Johnson, C., Harbury, N., Hurfurd, A.J., 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado–Filabrid Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics* 16, 189–204.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. la Société Géologique Fr.* 179, 525–550.

- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.P., Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sediment. Geol.* 188-189, 9–33.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *Am. J. Sci.* 303, 353–409.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funicello, R., Cadet, J.P., D'Agostino, N., Parra, T., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 12123–12160.
- Jolivet, L., Goffé, B., 2000. Les dômes métamorphiques extensifs dans les chaînes de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 330, 739–751.
- Kastens, K.A., 1992. Did glacio-eustatic sea level drop trigger the Messinian salinity crisis? New evidence from ocean drilling program site 654 in the Tyrrhenian Sea. *Paleoceanography* 7, 333–356.
- Kay, R.W., Mahlburg Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177–189.
- Kelley, S.P., Platt, J.P., 1999. Ar-Ar dating of biotite and muscovite from Alboran basement samples, site 976. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 161, 301–305.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *Am. Mineral.* 92, 799–810.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Balestrieri, M.L., Zattin, M., 2009. Reproducibility of apatite fission-track length data and thermal history reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 504–515.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *Am. Mineral.* 84, 1235–1255.
- Khattach, D., Houari, M.R., Corchete, V., Chourak, M., El Gout, R., Ghazala, H., 2013. Main crustal discontinuities of Morocco derived from gravity data. *J. Geodyn.* 68, 37–48.
- Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic, in: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America, Vol. M, The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 351–378.
- Koppers, A.A.P., 2002. ArArCALC-software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Comput. Geosci.* 28, 605–619.
- Kornprobst, J., 1962. Observations sur la série métamorphique de la presqu'île de Ceuta (Rif septentrional, Maroc). *Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris* 255, 21–40.
- Kornprobst, J., 1969. Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 23, 283–322.
- Kornprobst, J., 1974. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional).
- Kornprobst, J., 1976. Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain : arguments tirés des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bull. la Société Géologique Fr.* 7, 607–618.
- Kornprobst, J., Durand-Delga, M., 1985. Carte géologique du Rif. Sebta. Échelle 1:50000. Feuille NI-30- XIX-4c. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 297.
- Kornprobst, J., Vielzeuf, D., 1984. Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations, in: Elsevier Scientific Publications, Amsterdam, Netherlands. Elsevier Scientific Publications, Amsterdam, Netherlands, pp. 347–359.
- Kornprobst, J., Wildi, W., 1979. Carte géologique du Maroc au 1:50000, Talembote. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 290, 302.
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa – Iberia plate boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 211–217.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999a. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G., Villa, G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Mar. Geol.* 153, 147–160.

- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24, 1–20.
- Lahrach, A., 1994. Potentialités hydrogéothermiques du Maroc oriental. Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie.
- Lahrach, A., Zarhloule, Y., Ben Aabidate, L., Bouri, S., Ben Dhia, H., Khattach, D., Boughriba, M., El Mandour, A., Jebrane, R., 1998. La géochimie des eaux chaudes et prospection géothermique de surface au Maroc septentrional: caractérisation du réservoir d'origine et indices thermiques. *Rev. Hydrogéologique du B.R.G.M.* 3, 7–23.
- Laslett, G.M., Galbraith, R.F., 1996. Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 5117–5131.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 65, 1–13.
- Leblanc, D., 1980. L'accident du Nekor et la structure du Rif externe oriental (Maroc). *Rev. Géologie Dyn. Géographie Phys.* 22, 267–277.
- Leblanc, D., Olivier, P., 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics* 101, 345–355.
- Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4507–4512.
- Lefevre, M., 2014. Evolution du relief de la chaîne du Rif (Maroc) depuis le Néogène : approche géomorphologique et thermochronologique.
- Leikine, M., Asebriy, L., Bourgois, J., 1991. Sur l'âge du métamorphisme anchi-épizonal de l'unité de Kétama, Rif central (Maroc). *Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris, Sci. la terre des planètes* 313, 787–793.
- Levy, R.G., Tilloy, R., 1952. Maroc Septentrional (Chaîne du Rif), partie B. Livret-Guide des excursions A31 et C31, in: Congrès Géologique International, XIX Session. Alger, Série, Maroc. pp. 8–65.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sediment. Geol.* 188–189, 341–356.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nov.* 17, 414–419.
- Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.
- Loomis, T.P., 1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am. J. Sci.* 275, 1–30.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., Müntener, O., 2001. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nov.* 13, 327–332.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A., Balanyá, J.C., 2006. The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics* 25, n/a–n/a.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A., Comas, M.C., 2010. Morphology and structure of the Camarinal Sill from high-resolution bathymetry: evidence of fault zones in the Gibraltar Strait. *Geo-Marine Lett.* 31, 163–174.
- Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Rev.* 104, 1–40.
- Maad, N., Le Roy, P., Sahabi, M., Gutscher, M.A., Hssain, M., Babonneau, N., Rabineau, M., Lanoë, B.V.V., 2010. Seismic stratigraphy of the NW Moroccan Atlantic continental shelf and Quaternary deformation at the offshore termination of the southern Rif front. *Comptes Rendus Geosci.* 342, 731–740.
- Maillard, A., Mauffret, A., 1993. Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). *Bull. la Société Géologique Fr.* 164, 365–383.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J., Campos, J., 1992. Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution. *Geo-Marine Lett.* 12, 179–186.
- Maldonado, A., Somoza, L., Pallarés, L., 1999. The Betic orogen and the Iberian – African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar. Geol.* 155, 9–43.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227–245.
- Mancilla, F., Stich, D., Morales, J., Julià, J., Diaz, J., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J.A., Ibarra, P., Harnafi, M., Gonzalez-Lodeiro, F., 2012. Crustal thickness variations in northern Morocco. *J. Geophys. Res.* 117.

- Martín-Algarra, A., Messina, A., Perrone, V., Russo, S., Maate, A., Martín-Martín, M., 2000. A Lost Realm in the Internal Domains of the Betic-Rif Orogen (Spain and Morocco): Evidence from Conglomerates and Consequences for Alpine Geodynamic Evolution. *J. Geol.* 108, 447–467.
- Martínez-García, P., Soto, J.I., Comas, M.C., 2011. Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Lett.* 31, 19–36.
- Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. *Tectonics* 16, 205–225.
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Torcal, F., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics* 422, 159–173.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., Balanyá, J.C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics* 21.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *J. Geophys. Res.* 109, B01301.
- Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Ortuño, M., Martínez-Díaz, J.J., García-Meléndez, E., Santanach, P., 2005. Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain. *J. Geodyn.* 40, 119–133.
- Mattei, M., Cifelli, F., Funicello, F., Rossetti, F., Faccenna, C., 2007. Neogene tectonic evolution of the Betic Chain: insights from paleomagnetic, structural analyses, and laboratory models. *Rev. la Soc. Geológica España* 20, 273–286.
- Mattei, M., Cifelli, F., Rojas, I.M., Crespo-Blanc, A., Comas, M.C., Faccenna, C., Porreca, M., 2006. Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constrains from the Betic chain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250, 522–540.
- Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., Jabour, H., 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin. *Terra Nov.* 19, 195–203.
- Mauffret, A., Maldonado, A., Campillo, A.C., 1992. Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian Basins, western Mediterranean. *Geo-Marine Lett.* 12, 104–110.
- Maurer, G., 1968. Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique. *Trav. Inst. Sci. Cherifien, Geol. Geogr. Phys.* 4.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, 2nd edition. Oxford University Press, Oxford.
- McDowell, F., McIntosh, W., Farley, K.A., 2005. A precise Ar-Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chem. Geol.* 214, 249–263.
- McInnes, B.I.A., 2005. Application of Thermochronology to Hydrothermal Ore Deposits. *Rev. Mineral. Geochemistry* 58, 467–498.
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25–32.
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *J. Geodyn.* 77, 186–205.
- Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., 1996. Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tellorifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. la Société Géologique Fr.* 167, 141–157.
- Meijninger, B.M.L., Vissers, R.L.M., 2006. Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *Basin Res.* 18, 547–571.
- Merrihue, C., 1965. Trace element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. *Am. Geophys. Union* 46, 125.
- Michard, A., 1976. *Elements de Géologie Marocaine*. Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc 258, 408.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ? *Bull. la Société Géologique Fr.* 173, 3–15.

- Michard, A., Feinberg, H., El-Azzab, D., Bouybaouène, M., Saddiqi, O., 1992. A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 435–442.
- Michard, A., Frizon de Lamotte, D., Negro, F., Saddiqi, O., 2007. Serpentinite slives and metamorphism in the external Maghrebides: Arguments for an intracontinental suture in the African paleomargin (Morocco, Algeria). *Rev. la Soc. Geológica España* 20, 173–185.
- Michard, A., Goffé, B., Bouybaouène, M., Saddiqi, O., 1997. Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nov.* 9, 171–174.
- Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A., Saddiqi, O., 1991. Les corrélations entre les Chaînes bético-rifaines et les Alpes et leurs conséquences. *Bull. la Société Géologique Fr.* 162, 1151–1160.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouène, M., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., 2006. Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Geosci.* 338, 92–114.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., Saddiqi, O., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *J. Geophys. Res.* 111, B03401.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., Goffé, B., Jabaloy, A., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *J. Geol. Soc. London* 148, 289–297.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A., 1994. Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics* 238, 353–379.
- Montel, J.M., Kornprobst, J., Vielzeuf, D., 2000. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *J. Metamorph. Geol.* 18, 335–342.
- Morales, J., Vidal, F., De Miguel, F., Posadas, A.M., Ibañez, J.M., Guzman, A., Guirao, J.M., 1990. Basement structure of the Granada basin, Betic Cordilleras, southern Spain. *Tectonophysics* 171, 337–348.
- Morel, J.L., 1987. Evolution récente de l’orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). *Geodiffusion Mem. Université Paris-Sud.*
- Morel, J.L., 1988. Evolution récente de l’orogène rifain et de son avant pays depuis la fin de la mise en place des nappes. *Mémoires Géodiffusion, Paris* 4, 584.
- Morel, J.L., 1989. Etats de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l’actuel. *Geodin. Acta* 3, 283–294.
- Morel, J.L., Meghraoui, M., 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* 24, 755–758.
- Morley, C.K., 1987. Origin of a major cross-element zone: Moroccan Rif. *Geology* 15, 761–764.
- Nash, D., 2013. Tectonic geomorphology of normal fault scarps, in: Shroder, J., Owen, L.A. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*, Vol. 5. Academic Press, San Diego, CA, *Tectonic Geomorphology*, pp. 234–249.
- Negro, F., 2005. Exhumation des roches métamorphiques du Domaine d’Alboran: étude de la chaîne rifaine (Maroc) et corrélation avec les Cordillères bétiques (Espagne). *Paris* 11.
- Negro, F., Agard, P., Goffé, B., Saddiqi, O., 2007. Tectonic and metamorphic evolution of the Tamsamani units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic–Rif arc. *J. Geol. Soc. London* 164, 829–842.
- Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., Bouybaouène, M., 2006. Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *J. Metamorph. Geol.* 24, 309–327.
- Negro, F., De Sigoyer, J., Goffé, B., Saddiqi, O., Villa, I.M., 2008. Tectonic evolution of the Betic–Rif arc: New constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on white micas in the Tamsamani units (External Rif, northern Morocco). *Lithos* 106, 93–109.
- Nocquet, J.M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579, 220–242.
- Olivier, P., 1981. L’accident de Jebha-Chrafate (Rif, Maroc). *Rev. Géologie Dyn. Géographie Phys.* 23, 97–106.
- Olivier, P., 1984. Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l’Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). *Université Paul Sabatier, Toulouse.*
- Ouazani-Touhami, A., Chalouan, A., 1995. La distension de l’Oligocène supérieur à Burdigalien dans les nappes Ghomarides (Rif interne septentrional, Maroc). *Geogaceta* 17, 113–116.

- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., Greenwood, P.B., Mattey, D.P., 1991. Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco: derivation from subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 289–301.
- Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., Milledge, H.J., 1989. Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. *Nature* 338, 60–62.
- Pearson, D.G., Irvine, G.J., Ionov, D.A., Boyd, F., Dreibus, G., 2004. Re–Os isotope systematics and platinum group element fractionation during mantle melt extraction: a study of massif and xenolith peridotite suites. *Chem. Geol.* 208, 29–59.
- Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., López-Garrido, A.C., Chabli, A., Ahmamou, M., González-Castillo, L., 2011. Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *J. Geodyn.* 52, 83–96.
- Perouse, E., Vernant, P., Chery, J., Reilinger, R., McClusky, S., 2010. Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models. *Geology* 38, 823–826.
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P., Barfod, D., 2002. Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 200, 79–90.
- Petit, C., Le Pourhiet, L., Scalabrino, B., Corsini, M., Bonnin, M., Romagny, A., en révision. Crustal structure and gravity anomalies beneath the Rif, northern Morocco: implications for the current tectonics of the Alboran region. *Tectonics*.
- Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Lavé, J., 2003. Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U–Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 73–88.
- Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1037–1053.
- Platt, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: A review of concepts and processes. *Terra Nov.* 5, 119–133.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., Rimi, A., 2003a. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics* 22, 1–29.
- Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.I., Kelley, S.P., Thirlwall, M., 2006. Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology* 34, 981–984.
- Platt, J.P., Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J., Lonergan, L., 2003b. Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P–T–time array. *J. Geol. Soc. London* 160, 655–676.
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johanesen, K., Williams, J.R., 2013. The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 313–357.
- Platt, J.P., Behrmann, J.H., 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 8, 15–33.
- Platt, J.P., Kelley, S.P., 2005. Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *J. Geol. Soc. London* 162, 451–462.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J., Kelley, S.P., Conrad, D., 1998. Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics* 17, 671–689.
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17, 540–543.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U–Pb zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 591–605.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., Olivier, P., 1993. Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco. *J. Geol. Soc. London* 150, 707–718.
- Poage, M.A., Chamberlain, C., 2001. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change. *Am. J. Sci.* 301, 1–15.

- Polvé, M., 1983. Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques : contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur. Paris VII.
- Polyak, B.G., Fernández, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negredo, A.M., Tochitsky, V.O., de la Linde, J., Bogdanov, N.A., Banda, E., 1996. Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics* 263, 191–218.
- Poujol, A., Ritz, J.F., Tahayt, A., Vernant, P., Condomines, M., Blard, P.H., Billant, J., Vacher, L., Tibari, B., Hni, L., Koulali Idrissi, A., 2014. Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *J. Geodyn.* 77, 70–88.
- Puga, E., Nieto, J.M., De Federico, A.D., 2000. Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic ophiolitic association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain. *Can. Mineral.* 38, 1137–1161.
- Rampnoux, J.P., Angelier, J., Colleta, B., Fudral, S., Guillemin, M., Pierre, G., 1979. Sur l'évolution néotectonique du Maroc septentrional. *Géologie Méditerranéenne* 6, 439–464.
- Rampnoux, J.P., Angelier, J., Colletta, B., Fudral, S., Guillemin, M., Pierre, G., 1977. B-Les résultats de l'analyse structurale au Maroc. *Bull. la Société Géologique Fr.* 19, 594–599.
- Raoult, J.F., 1966. La chaîne du Haouz du col d'Azlu D'Arabia au Bab Aonzar. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 184, 61–149.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., 1999. Helium diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 3845–3859.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., 2001. Influence of crystal size on apatite (U–Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 413–420.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K.R., 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 5349–5367.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T., Jermoumi, B., 1982. Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonics* 82, 231–251.
- Rimi, A., 1990. Geothermal gradients and heat flow trends in Morocco. *Geothermics* 19, 443–454.
- Rimi, A., 2001. Carte du gradient géothermique au Maroc. *Bull. l'Institut Sci. Rabat* 23, 1–6.
- Rimi, A., Chalouan, A., Bahi, L., 1998. Heat flow in the westernmost part of the Alpine Mediterranean system (the Rif, Morocco). *Tectonophysics* 285, 135–146.
- Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G.S., Willett, S.D., 1999. Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 154, 1–28.
- Ritz, J.F., 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *J. Struct. Geol.* 16, 737–741.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in Alpine biotites. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 123–149.
- Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., 1999. The sedimentary record of the alboran basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 161, 69–76.
- Rodríguez-Fernández, J., Martín-Penela, J., 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas (northeastern Alboran Sea). *Geodin. Acta* 6, 255–270.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002a. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002b. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *J. Virtual Explor.* 8, 107–126.
- Rossetti, F., Dini, A., Lucci, F., Bouybaouène, M., Faccenna, C., 2013. Early Miocene strike-slip tectonics and granite emplacement in the Alboran Domain (Rif Chain, Morocco): significance for the geodynamic evolution of Western Mediterranean. *Tectonophysics*.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Crespo-Blanc, A., 2005. Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *J. Struct. Geol.* 27, 199–216.

- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouène, M., Dini, A., Gerdes, A., Phillips, D., Cozzupoli, D., 2010. Timing and modes of granite magmatism in the core of the Alboran Domain, Rif chain, northern Morocco: Implications for the Alpine evolution of the western Mediterranean. *Tectonics* 29, 1–30.
- Rowley, D.B., Garziane, C.N., 2007. Stable Isotope-Based Paleothermometry. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 463–508.
- Royden, L.H., 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629–638.
- Royden, L.H., 1993b. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics* 12, 303–325.
- Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G., Philippot, P., 1997. Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism. *Chem. Geol.* 141, 1–18.
- Ruiz Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2011. Amphibole-derived evidence of medium P/T metamorphic ratio in Alpujárride and Federico “HP” units (Western Betic-Northern Rif, Spain and Morocco): possible interpretations. *Int. J. Earth Sci.* 101, 221–238.
- Ruiz Cruz, M.D., Sanz De Galdeano, C., Garrido, C., 2011. Electron backscatter diffraction-based identification and quantification of diamonds from the Rif gneisses (Spain and Morocco): economic implications. *Econ. Geol.* 106, 1241–1249.
- Ruiz Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., Lázaro, C., 2005. Metamorphic evolution of Triassic rocks from the transition zone between the Maláguide and Alpujárride complexes (Betic Cordilleras, Spain). *Eur. J. Mineral.* 17, 81–91.
- Ruiz-Cruz, M.D., Bentabol, M., 2014. Nitrogen-bearing cordierite and tobelite in meta-rhyolites from the Ceuta Zone (Rif belt, Spain): Evidence for mobility of nitrogen in the continental crust. *Can. Mineral.* 51, 689–704.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2012a. Diamond and coesite in ultrahigh-pressure–ultrahigh-temperature granulites from Ceuta, Northern Rif, northwest Africa. *Mineral. Mag.* 76, 683–705.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2012b. Possible genetic relationships between granulites and orthogneisses from Ceuta (Spain): geotectonic implications. *Geotemas* 13, 1096–1099.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2013. Coesite and diamond inclusions, exsolution microstructures and chemical patterns in ultrahigh pressure garnet from Ceuta (Northern Rif, Spain). *Lithos* 177, 184–206.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz De Galdeano, C., Alvarez-Valero, A., Rodriguez Ruiz, M.D., Novak, J., 2010. Pumpellyite and coexisting minerals in metapelites and veins from the Federico units in the internal zone of the Rif, Spain. *Can. Mineral.* 48, 183–203.
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology* 23, 797–813.
- Saddiqi, O., 1995. Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine: Arc de Gibraltar et Montagnes d’Oman. Université Hassan II, Casablanca.
- Saddiqi, O., Reuber, I., Michard, A., 1988. Sur la tectonique de denudation du manteau infracontinental dans les Beni Bou- sera, Rif septentrional, Maroc. *Comptes Rendus l’Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l’univers, Sci. la Terre* 307, 657–662.
- Sahagian, D., Proussevitch, A., 2007. Paleoelevation Measurement on the Basis of Vesicular Basalts. *Rev. Mineral. Geochemistry* 66, 195–213.
- Saji, R., 1993. Evolution tectonique post Nappes dans le Rif septentrional (Maroc) : ses effets sur l’ouverture de la mer d’Alboran. Thèse de 3e cycle, Université Mohammed V, Rabat.
- Saji, R., Chalouan, A., 1995. Le bassin pliocène intramontagneux de Tirinense et son mode d’ouverture (Rif interne, Maroc). *Geogaceta* 17, 110–112.
- Sanchez, G., 2010. Chronologies et évolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionnel en décrochement - impacts sur l’aléa sismo-gravitaire : exemple des Alpes Sud-Occidentales. Université Nice-Sophia Antipolis.
- Sani, F., Del Ventisette, C., Montanari, D., Bendkik, A., Chenakeb, M., 2007. Structural evolution of the Rides Prerifaines (Morocco): structural and seismic interpretation and analogue modelling experiments. *Int. J. Earth Sci.* 96, 685–706.
- Sanz De Galdeano, C., 1988. The evolution, importance and significance of the Neogene fault system within the Betic-Rifean Domain. *Mediterránea Ser. Estud. Geológicos* 7, 33–43.

- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics* 172, 107–119.
- Sanz de Galdeano, C., 1995. Unidades alpujarrides y maláguides al NE de Granada (Cordillera Bética). *Geogaceta* 18, 27–29.
- Sanz de Galdeano, C., Andreo, B., García-Tortosa, F.J., López-Garrido, A.C., 2001. The Triassic palaeogeographic transition between the Alpujarride and Malaguide complexes. Betic–Rif Internal Zone (S Spain, N Morocco). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 167, 157–173.
- Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Res.* 4, 21–36.
- Seber, D., Barazangi, M., Iben Brahim, A., Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379, 785–790.
- Serrano, F., 1979. Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. *Univrsité de Málaga, Espagne*.
- Serrano, F., Guerra-Merchán, A., El Kadir, K., Sanz de Galdeano, C., Lopez-Garrido, A., Martín-Martín, M., Hlila, R., 2007. Tectono-sedimentary setting of the Oligocene-early Miocene deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco). *Geobios* 40, 191–205.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., El Kadir, K., Guerra-Merchán, A., López-Garrido, A.C., Martín-Martín, M., Hlila, R., 2006. Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 237–253.
- Sherlock, S.C., Arnaud, N.O., 1999. Flat plateau and impossible isochrons: apparent ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in a high-pressure terrain. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2835–2838.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 148–161.
- Sleep, N.H., 1990. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 95, 6715–6736.
- Slodkevitch, V.V., 1983. Graphite paramorphs after diamond. *Int. Geol. Rev.* 25, 497–514.
- Sosson, M., Morrillon, A.C., Bourgois, J., Féraud, G., Poupeau, G., Saint-Marc, P., 1998. Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics* 285, 253–273.
- Soto, J.I., Platt, J.P., 1999. Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean. *J. Petrol.* 40, 21–60.
- Spakman, W., Wortel, R., 2004. A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics, in: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P. (Eds.), *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. pp. 31–52.
- Spiegel, C., Kohn, B.P., Belton, D.X., Berner, Z., Gleadow, A.J.W., 2009. Apatite (U–Th–Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: The effect of He implantation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 105–114.
- Spotila, J.A., 2005. Applications of Low-Temperature Thermochronometry to Quantification of Recent Exhumation in Mountain Belts. *Rev. Mineral. Geochemistry* 58, 449–466.
- Stapel, G., Moeys, R., Biermann, C., 1996. Neogene evolution of the Sorbas basin (SE Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics* 255, 291–305.
- Stephenson, J., Gallagher, K., Holmes, C., 2006. A Bayesian approach to calibrating apatite fission track annealing models for laboratory and geological timescales. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5183–5200.
- Stich, D., Serpelloni, E., De Lis Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.
- Stockli, D.F., 2005. Application of low-temperature thermochronometry to extensional tectonic settings. *Rev. Mineral. Geochemistry* 58, 411–448.
- Stockli, D.F., Farley, K.A., Dumitru, T.A., 2000. Calibration of the apatite (U–Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology* 28, 983–986.
- Strzeczynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercier de Lépinay, B., Babonneau, N., Boudiaf, A., 2010. Tectonic inheritance and Pliocene–Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: Insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics* 29, n/a–n/a.
- Suter, G., 1980. Carte structurale de la chaîne rifaine à 1/500000. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 245a et b, 1–60.

- Tadili, B., Ramdani, M., Ben Sari, D., Chapochnikov, K., Bellot, A., 1986. Structure de la croûte dans le nord du Maroc. *Ann. Géophysique* 4, 99–104.
- Tagami, T., 2005. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. *Rev. Mineral. Geochemistry* 58, 95–122.
- Tagami, T., Carter, A., Hurford, A.J., 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. *Chem. Geol.* 130, 147–157.
- Tahayt, A., Mourabit, T., Rigo, A., Feigl, K.L., Fadil, A., McClusky, S., Reilinger, R., Serroukh, M., Ouazani-Touhami, A., Ben Sari, D., Vernant, P., 2008. Mouvements actuels des blocs tectoniques dans l'arc Bético-Rifain à partir des mesures GPS entre 1999 et 2005. *Comptes Rendus Geosci.* 340, 400–413.
- Tavani, S., Storti, F., Bausà, J., Muñoz, J.A., 2012. Late thrusting extensional collapse at the mountain front of the northern Apennines (Italy). *Tectonics* 31.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics* 22, n/a–n/a.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., Arboleya, M.L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nov.* 17, 456–461.
- Teixell, A., Bertotti, G., Frizon de Lamotte, D., Charroud, M., 2009. The geology of vertical movements of the lithosphere: An overview. *Tectonophysics* 475, 1–8.
- Tejera De Leon, J., 1997. Signification de la limite Jebha-Arbaoua (Maroc nord-occidental): une rampe latérale au-dessus d'une discontinuité crustale héritée de la période de "rifting". *J. African Earth Sci.* 24, 455–472.
- Tepper, J.H., Kuehner, S.M., 1999. Complex zoning in apatite from the Idaho batholith: A record of magma mixing and intracrystalline trace element diffusion. *Am. Mineral.* 84, 581–595.
- Turner, S., Palomeras, I., Levander, A., Carbonell, R., Lee, C.T., 2014. Ongoing lithospheric removal in the western Mediterranean: Evidence from Ps receiver functions and thermobarometry of Neogene basalts (PICASSO project). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 15, 1113–1127.
- Timoulali, Y., Djellit, H., Hahou, Y., Jabour, N., Merrouch, R., 2013. New evidence of delamination in the Western Alboran Sea. *J. Geodyn.* 1–11.
- Torne, M., Fernández, M., Comas, M.C., Soto, J.I., 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *J. Geophys. Res.* 105, 3209–3228.
- Torres-Roldán, R.L., Poli, G., Peccerillo, A., 1986. An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea—Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundschau* 75, 219–234.
- Toto, E.A., El Miloudi, A., El Basri, M., Hafid, M., Zouhri, L., El Mouraouah, S., Benammi, M., El Mouraouah, A., Iben Brahim, A., Birouk, A., Kasmi, M., 2012. New geophysical and geological evidence for the present day southernmost active deformational front of the Rif thrust-and-fold belt and the oceanic accretionary prism of Cadiz: the Dhar Doum–Lalla Zahra fault, Northwestern Atlantic Coastal Morocco. *Environ. Earth Sci.* 67, 2411–2422.
- Turner, G., 1968. The distribution of potassium and argon in chondrites, in: Ahrens, L.H. (Ed.), *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon Press, Oxford, pp. 387–398.
- Turner, G., 1971. Argon-40 argon-39 dating: the optimization of irradiation parameters. *Earth Planet. Sci. Lett.* 10, 227–234.
- Turner, G., Miller, J.A., Grasty, R.L., 1966. The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1, 155–157.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., Nowell, G.M., 1999. Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic–Alboran domain, SE Spain. *J. Petrol.* 40, 1011–1036.
- Valera, J.L., Negredo, A.M., Villaseñor, A., 2008. Asymmetric Delamination and Convective Removal Numerical Modeling: Comparison with Evolutionary Models for the Alboran Sea Region. *Pure Appl. Geophys.* 165, 1683–1706.
- Van den Bosch, J.W.H., 1971. Carte gravimétrique du Maroc au 1:500 000. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 21, 234.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* 23, 393–419.
- Vázquez, M., Asebriy, L., Azdimousa, A., Jabaloy, A., Booth-Rea, G., Barbero, L., Mellini, M., Gonzalez-Lodeiro, F., 2013. Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-

- Maghrebien passive margin: The Tanger-Ketama Unit (External Rif, northern Morocco). *Geol. Acta* 11, 277–293.
- Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., Stuart, F.M., 2011. Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. *Terra Nov.* 23, 257–263.
- Vergés, J., Fernández, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics* 579, 144–172.
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate, J., McClusky, S., Reilinger, R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *J. Geodyn.* 49, 123–129.
- Vidal, J.F., 1971. Une interprétation nouvelle des nappes du Prérif central (Maroc) et ses conséquences sur la structure de leur substratum autochtone. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris, Sci. la terre des planètes* 272, 24–27.
- Vissers, R.L.M., Meijninger, B.M.L., 2011. The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solide Earth* 2, 199–204.
- Vitale, S., Zaghloul, M.N., D'Assisi Tramparulo, F., El Ouaragli, B., 2014a. Deformation characterization of a regional thrust zone in the northern Rif (Chefchaouen, Morocco). *J. Geodyn.* 77, 22–38.
- Vitale, S., Zaghloul, M.N., Tramparulo, F.A., El Ouaragli, B., Ciarcia, S., 2014b. From Jurassic extension to Miocene shortening: An example of polyphasic deformation in the External Dorsale Calcaire Unit (Chefchaouen, Morocco). *Tectonophysics*.
- Watts, A.B., Platt, J.P., Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Res.* 5, 153–177.
- Weijermars, R., 1988. Neogene tectonics in the Western Mediterranean may have caused the Messinian Salinity Crisis and an associated glacial event. *Tectonophysics* 148, 211–219.
- Wernli, R., 1988. Micropaléontologie du Néogène post nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 331.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géologie Dyn. Géographie Phys.* 24, 201–297.
- Wildi, W., Wernli, R., 1977. Stratigraphie et micropaléontologie des sédiments pliocènes de l'Oued Laou (côte méditerranéenne marocaine). *Arch. des Sci. Genève* 30, 213–228.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Chem. Geol.* 148, 105–114.
- Woodside, J.M., Maldonado, A., 1992. Styles of compressional neotectonics in the eastern Alboran Sea. *Geo-Marine Lett.* 12, 111–116.
- Wright, N., Layer, P.W., York, D., 1991. New insights into thermal history from single grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of biotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 70–79.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., Ito, H., 1995. Annealing kinetics of fission track in zircon: an experimental study. *Chem. Geol.* 122, 249–258.
- Zaghloul, M.N., Di Staso, A., Gioconda Gigliuto, L., Maniscalco, R., Puglisi, D., 2005. Stratigraphy and provenance of lower and middle Miocene strata within the external Tanger unit (Intra-Rif sub-domain, External Domain; Rif, Morocco); first evidence. *Geol. Carpathica* 56, 517–530.
- Žalohar, J., Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss method. *J. Struct. Geol.* 29, 1798–1810.
- Žalohar, J., Vrabec, M., 2008. Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: The Multiple-slip method. *J. Struct. Geol.* 30, 1603–1613.
- Žalohar, J., Vrabec, M., 2010. Kinematics and dynamics of fault reactivation: The Cosserat approach. *J. Struct. Geol.* 32, 15–27.
- Zarhloule, Y., 1999. Les potentialités géothermiques du Maroc : approche intégrée par les températures profondes et indices de surface. Université d'Oujda, Maroc.
- Zarhloule, Y., 2004. Le gradient géothermique profond du Maroc : détermination et cartographie. *Bull. l'institut Sci. Rabat* 26, 11–25.
- Zarhloule, Y., Rimi, A., Boughriba, M., Verdoya, M., Correia, A., Carneiro, J., Lahrach, A., 2007. La province géothermique du Maroc nord oriental. *Rev. des Energies Renouvelables CER'07*, 89–94.

- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Soler, V., 2003. Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Mar. Geol.* 194, 103–133.
- Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T., González, A., 1999. Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics* 301, 95–109.
- Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A., Martín-Algarra, A., 1989. A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the betic cordilleras, South Spain. *Tectonophysics* 169, 215–220.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M., Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology* 20, 79–82.
- Zeitler, P.K., Herczig, A.L., McDougall, I., Honda, M., 1987. U–Th–He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2865–2868.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., Rimi, A., 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics* 24.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L.M., Terrinha, P., Abreu, M.A., DeAlteriis, G., Henriët, J.P., Dañobeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., 2009. The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 13–50.
- Zouhri, L., Lamouroux, C., Vachard, D., Pique, A., 2002. Evidence of flexural extension of the Rif foreland: The Rharb-Mamora basin (northern Morocco). *Bull. la Société Géologique Fr.* 173, 509–514.

ANNEXES

ANNEXE 1 : MÉTHODE DE DATATION PAR TRACES DE FISSION SUR APATITES

La datation par traces de fission (FT) est basée sur la quantification des dommages dans le réseau cristallin générés par la fission spontanée de l' ^{238}U en deux particules atomiques de masses semblables (mais pas forcément identiques) positivement chargées (Fleischer et al., 1975). Ces défauts du réseau cristallin sont appelés des traces de fission « latentes » et sont observables uniquement grâce à un microscope électronique (grossissement entre 800 et 1 600 en général). L'apatite est un minéral suffisamment riche en ^{238}U pour qu'une quantité de traces mesurable soit produite. La concentration en ^{238}U et l'âge de l'échantillon sont donc des limitations importantes de la méthode. Comme les autres méthodes sur la désintégration radioactive, celle-ci est basée sur la formation d'un élément-fils à partir d'un élément-père. Or, dans ce cas, l'élément-fils n'est pas un isotope mais un dégât (trace) provoqué par la fission de l'isotope-père (^{238}U) dans le réseau cristallin.

$$N_F = N_P(e^{\lambda t} - 1)$$

Où N_F et N_P sont respectivement le nombre d'éléments-fils et d'éléments-pères et λ est la constante de décroissance radioactive.

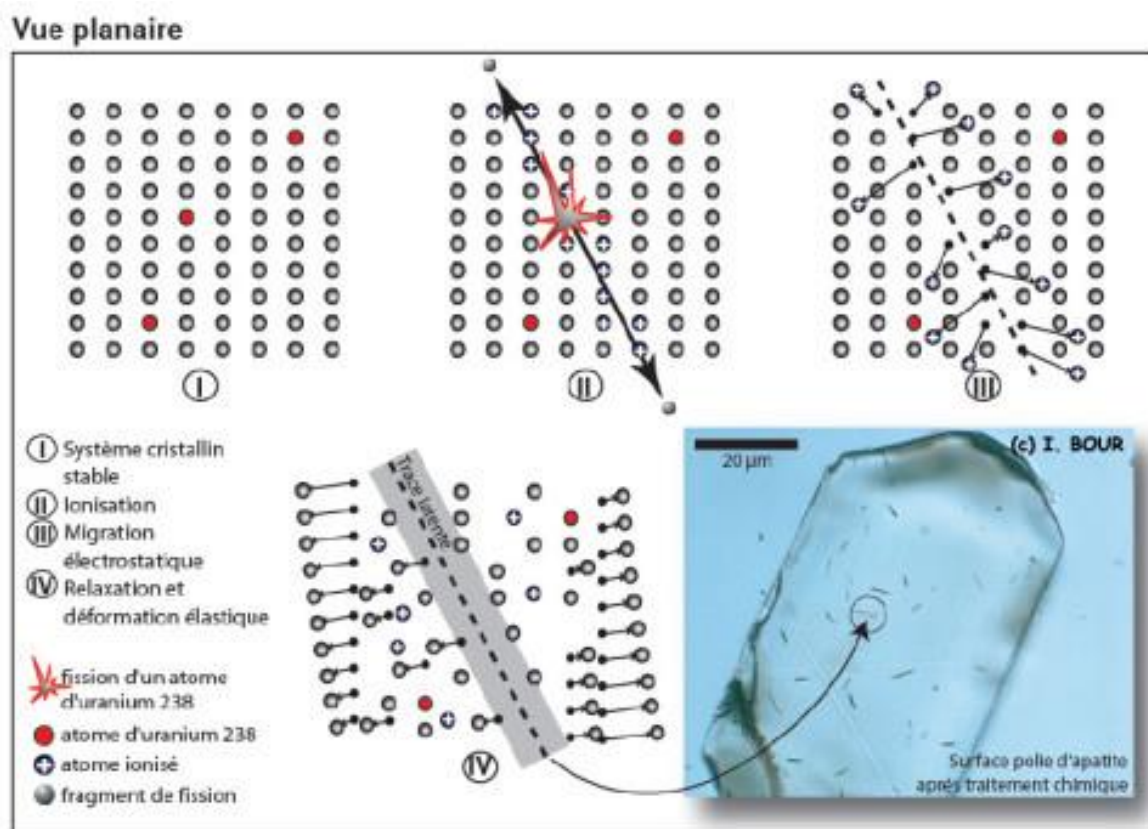


Figure 119 : Représentations schématiques du processus de genèse d'une trace de fission. Modèle du pic tonique (d'après Fleischer et al., 1965) avec un cliché des traces de fission sur une surface polie d'un cristal d'apatite, après traitement chimique (I. Bour ; <http://ivan.bour.over-blog.com>).

La concentration de l'élément-fils est déterminée grâce au comptage du nombre de traces « spontanées » sur une surface donnée d'un cristal. Pour cela, chaque grain daté est monté dans de la résine puis poli (généralement parallèlement à l'axe cristallographique c des apatites où la vitesse de cicatrization des traces est la plus lente ; Green et Durrani, 1977 ; Laslett et al., 1984). Les traces sont révélées en attaquant chimiquement les grains dans une solution d' HNO_3 afin de faciliter le comptage. Les traces « latentes » sont alors dites « spontanées ». Des traces de fission se trouvant plus profondément dans le cristal peuvent être révélées si elles recoupent un ou plusieurs autres défauts du cristal, séquents au plan d'attaque. Ces traces sont dites « confinées ».

La concentration de l'élément-père est calculée en soumettant les grains à une irradiation neutronique dans un réacteur nucléaire. Cela provoque la fission des atomes d' ^{235}U formant ainsi des traces « induites » selon le même principe que les traces « spontanées ». Le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ étant fixe et connu ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 137,88$), la concentration de l'élément-père ^{238}U peut être déduite de celle du ^{235}U . Ces traces « induites » sont comptées suivant la technique du détecteur externe (Hurford, 1990), préconisée par Steiger et Jäger (1977). Le comptage ne s'effectue pas directement sur les minéraux mais sur une feuille de micas placée contre eux dans laquelle s'inscriront les traces « induites ». Elles sont révélées par une attaque chimique grâce à une solution de HF 40% durant 40 minutes. En comptant les traces « induites » sur la même surface que celle sur laquelle ont été comptées les traces « spontanées », il est possible d'avoir un âge individuel pour chaque grain puis de calculer un âge moyen.

Les corrections à effectuer étant nombreuses (façon de compter de l'utilisateur, efficacité chimique, la constante de fission λ_f , ...) et difficiles à estimer, une méthode a été développée afin de les regrouper en un seul paramètre quantifiable, le paramètre Zéta (ζ). Il diffère suivant l'utilisateur et est déterminé expérimentalement par calibration à partir du calcul d'âge d'échantillons standards d'âges connus. Ce paramètre est ensuite injecté dans l'équation d'âge :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left[1 + \lambda_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \rho_d \zeta g \right]$$

Avec λ_d , constante de désintégration de ^{238}U ; ρ_s et ρ_i , les densités de traces de fission « spontanées » et « induites » respectivement ; ρ_d , la densité de traces du dosimètre (verre dont la concentration en U est connue et permet de déterminer le flux de neutrons dans le réacteur) ; ζ , le paramètre Zéta différent d'un utilisateur à l'autre et g, le facteur géométrique dépendant de la technique de datation utilisée.

Le calcul d'âge se fait en calculant la moyenne des âges de plusieurs grains d'un même échantillon (au moins 20). Les âges dits centraux sont généralement utilisés. Ils représentent la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels pondérés du poids de la mesure de chaque erreur. L'erreur calculée est l'erreur standard à 2σ et représente la dispersion des âges au sein d'un même échantillon. Cette dispersion est calculée à partir du test statistique du χ^2 .

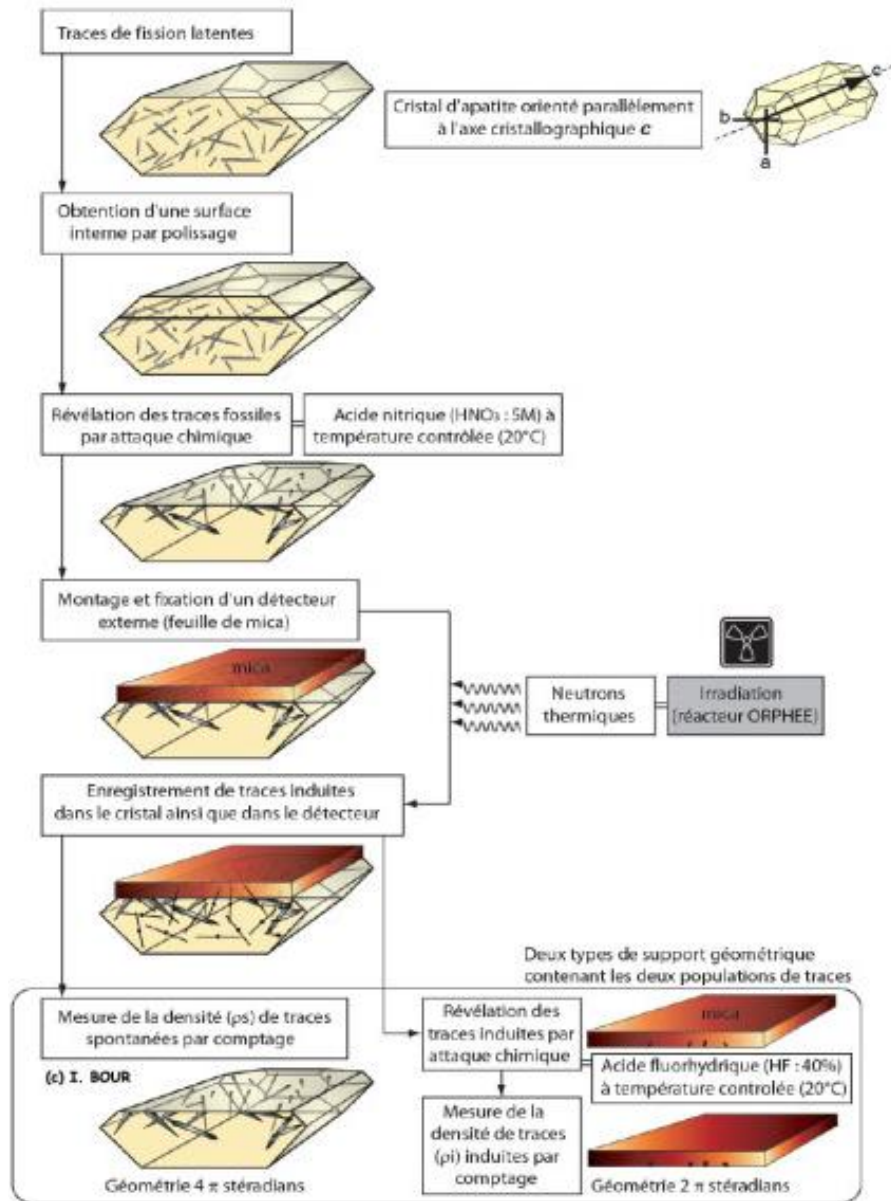


Figure 120 : Étapes de la procédure expérimentale pour la datation selon la méthode du détecteur externe (I. Bour ; <http://ivan.bour.over-blog.com>).

ANNEXE 2 : DONNÉES D'ABONDANCES RELATIVES UTILISÉES POUR LE CALCUL DES ÂGES ⁴⁰Ar-³⁹Ar

Relative Abundances	36Ar [V]	%1σ	37Ar [V]	%1σ	38Ar [V]	%1σ	39Ar [V]	%1σ	40Ar [V]	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) 39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ
13. CEU13-18. B12.2	0.2428162	0.644	0.2460886	35.853	0.0811945	38.300	0.23795	13.932	73.40239	0.172	7.01583 ± 4.95142	48.76 ± 33.94	2.27	0.4 ± 0.3
14. CEU13-18. B12.3	0.0868473	1.222	0.0196874	441.162	0.0306325	52.980	0.73071	5.111	29.02594	0.433	4.59456 ± 1.06640	32.07 ± 7.38	11.57	16.0 ± 140.8
16. CEU13-18. B12.3	0.0946687	1.280	0.2674039	32.635	0.1791293	9.507	9.74101	0.375	57.76904	0.231	3.05134 ± 0.08418	21.36 ± 0.59	51.45	15.7 ± 10.2
17. CEU13-18. B12.3	0.0493691	1.633	0.1805637	48.692	0.2761728	6.186	21.41508	0.203	79.82646	0.158	3.03740 ± 0.02843	21.26 ± 0.20	81.48	51.0 ± 49.7
18. CEU13-18. B12.4	0.0634912	1.366	0.2568053	35.190	0.3698603	5.323	25.61153	0.182	97.21776	0.130	3.05452 ± 0.02548	21.38 ± 0.18	80.47	42.9 ± 30.2
20. CEU13-18. B12.4	0.0389401	2.277	0.2989887	31.497	0.2219944	7.228	17.63247	0.247	64.82338	0.194	3.01556 ± 0.03648	21.11 ± 0.25	82.02	25.4 ± 16.0
21. CEU13-18. B12.4	0.0259536	3.197	0.0276012	323.118	0.1553442	11.289	10.94421	0.334	41.17521	0.305	3.05206 ± 0.05454	21.36 ± 0.38	81.12	170.5 ± 1101.8
22. CEU13-18. B12.5	0.0269685	2.931	0.1176301	77.288	0.0436792	38.746	8.08726	0.427	33.08865	0.279	3.09763 ± 0.07104	21.68 ± 0.49	75.71	29.6 ± 45.7
24. CEU13-18. B12.5	0.0137285	5.829	0.0217760	432.034	0.0097029	172.051	4.48607	0.776	18.90527	0.863	3.30064 ± 0.13004	23.09 ± 0.90	78.32	88.6 ± 785.4
25. CEU13-18. B12.6	0.0130415	5.936	0.0445581	198.016	0.0466896	34.015	4.46423	0.819	17.86465	0.702	3.12867 ± 0.12782	21.90 ± 0.89	78.21	43.1 ± 170.6
26. CEU13-18. B12.7	0.0045923	17.374	0.0505645	188.782	0.0031544	878.966	3.55470	0.973	12.83140	1.031	3.21702 ± 0.16455	22.51 ± 1.14	89.12	30.2 ± 114.1
28. CEU13-18. B12.1	0.0092890	9.050	0.1041192	89.931	0.0589111	31.118	5.80236	0.616	21.95773	0.571	3.29895 ± 0.10426	23.09 ± 0.72	87.20	24.0 ± 43.1
Σ	0.6697080	0.498	1.3264194	23.854	1.4701564	4.657	112.70758	0.117	547.88688	0.080				

Information on Analysis and Constants Used in Calculations

Sample = CEU13-18. B12

Material = Muscovite

Location = Ceuta

Analyst = Adrien Romagny

Project = ADRIEN

Mass Discrimination Law = LIN

Irradiation = Pavle2014-1

J = 0.00389380 ± 0.00001947

TCR = 28.619 ± 0.034 Ma

IGSN = Undefined

Preferred Age = Undefined

Classification = Undefined

Experiment Type = Undefined

Extraction Method = Undefined

Heating = 60 sec

Isolation = 2.50 min

Instrument = ARGUS

Lithology = Undefined

LatLon = Undefined - Undefined

Feature = Undefined

Age Equations = Min et al. (2000)

Negative Intensities = Allowed

Decay Constant 40K = 5.530 ± 0.048 E-10 1/a

Decay Constant 39Ar = 2.940 ± 0.016 E-07 1/h

Decay Constant 37Ar = 8.230 ± 0.012 E-04 1/h

Decay Constant 36Cl = 2.257 ± 0.015 E-06 1/a

Decay Activity 40K(β⁺) = 3.310 ± 0.040 1/g

Decay Activity 40K(ε) = 28.270 ± 0.050 1/g

Atmospheric Ratio 40Ar/36Ar = 295.50 ± 1.03

Atmospheric Ratio 38Ar/36Ar = 0.1869

Production Ratio 39Ar/37Ar = 0.000727 ± 0.000041

Production Ratio 36Ar/37Ar = 0.000288 ± 0.000016

Production Ratio 40Ar/39Ar = 0.009690 ± 0.000360

Production Ratio 38Ar/39Ar = 0.012970 ± 0.000449

Production Ratio 36Ar/38Ar = 262.80 ± 1.71

Scaling Ratio K/Ca = 0.430

Abundance Ratio 40K/K = 1.1700 ± 0.0100 E-04

Atomic Weight K = 39.0983 ± 0.0001 g

Results

40(a)/36(a) ± 2σ

40(r)/39(k) ± 2σ

Age ± 2σ (Ma)

MSWD

39Ar(k) (%)

K/Ca ± 2σ

Age Plateau

298.96 ± 13.14

3.04425 ± 0.54%

21.31 ± 0.24

1.14 82.90 | 21.4 ± 8.2 || Full External Error | ± 0.43 | 2.26 | 2a Confidence Limit |
Analytical Error	± 0.11	1.0699	Error Magnification	
Total Fusion Age	3.09563 ± 0.02117	12	36.5 ± 17.3	
Full External Error	± 0.68%			
Analytical Error	± 0.15			
Normal Isochron	298.96 ± 13.14	1.36	82.90	21.4 ± 8.2
3.04425 ± 0.54%	25%	6		
21.24 ± 0.34	2.41	2a Confidence Limit		
Full External Error	± 0.49	1.1651	Error Magnification	
Analytical Error	± 0.27	32	Number of Iterations	
0.0000285403	Convergence			
Inverse Isochron	298.90 ± 13.25	1.37	82.90	21.4 ± 8.2
3.03536 ± 1.30%	24%	6		
21.25 ± 0.35	2.41	2a Confidence Limit		
Full External Error	± 0.49	1.1689	Error Magnification	
Analytical Error	± 0.27	3	Number of Iterations	
0.0003109146	Convergence			
32%	Spreading Factor			

Figure 121 : Échantillon CEU13-18 (Muscovites)

Relative Abundances																													
36Ar	%1σ	37Ar	%1σ	38Ar	%1σ	39Ar	%1σ	40Ar	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r)	39Ar(k)	K/Ca ± 2σ															
[V]		[V]		[V]		[V]		[V]				(%)	(%)	(%)															
45_CEU13-11_B11_2	2.8 %	0.0752197	1.357	0.0476075	89.232	0.0479505	37.195	0.14079	19.501	22.85148	30.75 ± 35.79	2.71	0.11	1 ± 2															
46_CEU13-11_B11_3	3.0 %	0.0624514	1.587	0.0008363	4065.000	0.0017914	1048.462	0.48434	6.401	20.99475	36.56 ± 10.56	12.08	0.38	249 ± 20247															
48_CEU13-11_B11_3	3.3 %	0.0609992	1.573	0.0961664	39.643	0.0155907	92.182	3.28251	0.875	29.91900	25.29 ± 1.44	39.62	2.60	15 ± 12															
49_CEU13-11_B11_3	3.6 %	4	0.0283021	0.887	0.0814803	55.518	21.927	3.78145	0.723	20.36107	22.19 ± 1.08	58.78	3.00	20 ± 22															
50_CEU13-11_B11_4	4.0 %	4	0.1173850	0.867	0.0215950	202.953	3.046	34.42267	0.152	138.58625	21.10 ± 0.16	74.73	27.27	685 ± 2782															
4_CEU13-11_B11_42	4.2 %	4	0.0615483	1.552	0.1088362	39.150	3.790	32.81448	0.156	116.13220	20.87 ± 0.15	84.07	25.99	130 ± 102															
5_CEU13-11_B11_44	4.4 %	4	0.0190178	4.121	0.1281283	29.012	0.0830070	10.72728	0.277	37.90889	21.05 ± 0.37	84.93	8.50	36 ± 21															
6_CEU13-11_B11_48	4.8 %	4	0.0166536	4.745	0.0862831	548.368	17.171	8.13666	0.379	29.21686	20.87 ± 0.50	82.89	6.45	406 ± 4447															
8_CEU13-11_B11_53	5.3 %	4	0.0066296	12.052	0.1407078	35.554	0.0782841	3.27741	0.837	12.02084	21.49 ± 1.23	83.54	2.60	10 ± 7															
9_CEU13-11_B11_58	5.8 %	4	0.0688590	1.459	0.2702218	17.620	0.0459544	2.24797	1.267	27.36017	21.88 ± 2.16	25.63	1.78	4 ± 1															
10_CEU13-11_B11_6	6.8 %	0.0918588	1.070	0.0225456	172.541	0.0228554	74.645	4.51956	0.629	41.82010	22.70 ± 1.08	34.99	3.58	86 ± 297															
12_CEU13-11_B11_1	10.0 %	0.3012787	0.593	0.2627315	12.869	0.3933508	4.046	22.40706	0.174	161.48872	22.61 ± 0.40	44.75	17.75	37 ± 9															
Σ															658.66033 0.075														

Information on Analysis and Constants Used in Calculations

Sample = CEU13-11_B11

Material = Muscovite

Location = Ceuta

Analyst= Adrien Romagny

Project = ADRIEN

Mass Discrimination Law = LIN

Irradiation = Pavle2014-1

J = 0.00390080 ± 0.00001950

TCR = 28.619 ± 0.034 Ma

IGSN = Undefined

Preferred Age = Undefined

Classification = Undefined

Experiment Type = Undefined

Extraction Method = Undefined

Heating = 60 sec

Isolation = 2.50 min

Instrument = ARGUS

Lithology = Undefined

LatLon = Undefined - Undefined

Feature = Und efined

Results																																																																																																																																						
40(a)/36(a) ± 2σ															40(r)/39(k) ± 2σ															Age ± 2σ (Ma)															MWD															39Ar(k) (% n)															K/Ca ± 2σ																																																											
2.99391 ± 0.01987															± 0.66%															21.00 ± 1.19%															1.86															75.58															4 ± 2																																																											
Full External Error ± 0.43															Green															Full External Error ± 0.43															2.15															2σ Confidence Limit															1.3637															Error Magnification																																												
3.07783 ± 0.02021															± 0.66%															21.58 ± 1.19%															12															61 ± 20																																																																										
Full External Error ± 0.44															Green															Full External Error ± 0.44															1.16															75.58															4 ± 2																																																											
Analytical Error ± 0.14															Green															Analytical Error ± 0.14															33%															7															2σ Confidence Limit																																																											
2.96670 ± 0.03024															± 1.02%															20.81 ± 1.42%															1.0748															Error Magnification															41															Number of Iterations																																												
0.0000272127															Convergence															0.0000272127															Convergence															1.21															75.58															30%															7															2σ Confidence Limit														
2.96606 ± 0.03123															± 1.05%															20.80 ± 1.44%															1.0992															Error Magnification															4															Number of Iterations																																												
0.0000311560															Convergence															0.0000311560															Convergence															60%															Spreading Factor																																																											

Figure 122 : Échantillon CEU13-11 (Muscovites)

Relative Abundances																			
36Ar	%1σ	37Ar	%1σ	38Ar	%1σ	39Ar	%1σ	40Ar	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) 39Ar(k)	K/Ca ± 2σ						
[fA]		[fA]		[fA]		[fA]		[fA]				(%)	(%)						
4_M10_32_B3_28	2.8 %	0.0314379	1.316	4.1846633	68.357	0.0102047	203.840	19.712	10.01238	1.795	4.74325 ± 3.70960	34.83 ± 26.98	9.83	0.13					
5_M10_32_B3_31	3.1 %	0.0095195	4.085	4.7922665	48.679	0.0101861	200.586	22.126	4.09305	4.394	9.00755 ± 5.16824	65.57 ± 36.95	40.59	0.11					
6_M10_32_B3_35	3.5 %	4	0.0242797	2.342	0.4002865	594.040	73.091	4.62551	20.75478	0.870	2.91780 ± 0.14732	21.50 ± 1.08	65.02	2.86					
8_M10_32_B3_39	3.9 %	4	0.0451561	1.184	0.8412100	285.950	9.623	12.82020	0.332	0.360	2.86822 ± 0.05354	21.14 ± 0.39	73.11	7.93					
9_M10_32_B3_44	4.4 %	4	0.0187648	2.346	3.0707819	78.550	5.846	19.05557	0.239	0.301	2.81786 ± 0.03477	20.77 ± 0.25	89.90	11.79					
10_M10_32_B3_55	5.5 %	4	0.0207675	1.935	0.3786417	632.218	3.238	32.36278	0.177	0.185	2.79549 ± 0.02097	20.61 ± 0.15	93.34	20.02					
12_M10_32_B3_75	7.5 %	4	0.0274162	1.534	2.4677584	100.843	2.234	52.89131	0.149	0.115	2.80037 ± 0.01435	20.64 ± 0.11	94.60	32.72					
13_M10_32_B3_10	15.0 %	4	0.0258476	2.400	5.2643297	43.997	2.763	39.47548	0.168	0.152	2.80081 ± 0.01912	20.65 ± 0.14	92.85	24.43					
Σ										0.098	517.47450	0.983	0.098						

Results																			
										40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	D _{SW}	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ				
										40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	D _{SW}	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ				
										2.80341 ± 0.01329 ± 0.47%	2.80341 ± 0.01329 ± 0.47%	20.66 ± 0.19 ± 0.92%	1.96	99.76	2.8 ± 2.3				
										Full External Error ± 0.39	Full External Error ± 0.39	20.53 ± 0.97%	8%	6					
										Analytical Error ± 0.10	Analytical Error ± 0.10	20.78 ± 0.90%	2.26	2σ Confidence Limit					
										2.81988 ± 0.01218 ± 0.43%	2.81988 ± 0.01218 ± 0.43%	20.78 ± 0.90%	1.3990	Error Magnification					
										Full External Error ± 0.09	Full External Error ± 0.09	20.53 ± 0.20	0.15	99.76					
										2.78500 ± 0.01556 ± 0.56%	2.78500 ± 0.01556 ± 0.56%	20.53 ± 0.97%	96%	6					
										Full External Error ± 0.39	Full External Error ± 0.39	20.53 ± 0.97%	2.41	2σ Confidence Limit					
										Analytical Error ± 0.11	Analytical Error ± 0.11	20.78 ± 0.90%	1.0000	Error Magnification					
										0.0000091419	0.0000091419	20.53 ± 0.20	1	Number of iterations					
										2.78584 ± 0.01553 ± 0.56%	2.78584 ± 0.01553 ± 0.56%	20.54 ± 0.97%	0.14	99.76					
										322.67 ± 16.50 ± 5.11%	322.67 ± 16.50 ± 5.11%	20.54 ± 0.97%	97%	6					
										Full External Error ± 0.39	Full External Error ± 0.39	20.53 ± 0.97%	2.41	2σ Confidence Limit					
										Analytical Error ± 0.11	Analytical Error ± 0.11	20.78 ± 0.90%	1.0000	Error Magnification					
										0.0003810054	0.0003810054	20.53 ± 0.20	3	Number of iterations					
										32%	32%	20.53 ± 0.20	0.0003810054	Convergence					
										Spreading Factor	Spreading Factor	20.53 ± 0.20	32%	Spreading Factor					

Information on Analysis and Constants Used in Calculations																			
Sample = M10_32_B3																			
Material = Biotite																			
Location = Monte Hacho																			
Analyt = Adrien Romagny																			
Project = ADRIEN DECEMBRE ECHANTILLONS																			
Mass Discrimination Law = LIN																			
Irradiation = Pa vie_Mai_2013																			
J = 0.00409960 ± 0.00001640																			
TCSandrine = 28.619 ± 0.034 Ma																			
IGSN = Undefined																			
Preferred Age = Undefined																			
Classification = Undefined																			
Experiment Type = Undefined																			
Extraction Method = Undefined																			
Heating = 60 sec																			
Isolation = 6.00 min																			
Instrument = ARGUS																			
Lithology = Undefined																			
LatLon = Undefined - Undefined																			
Feature = Undefined																			

Relative Abundances														
36Ar [V]	%1σ	37Ar [V]	%1σ	38Ar [V]	%1σ	39Ar [V]	%1σ	40Ar [V]	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) 39Ar(k) (%)	(%)	K/Ca ± 2σ
47_CEU13-10_C3_28	2.8 %	0.4734742	0.566	0.1106030	94.886	0.1205635	22.364	145.41434	0.167	23.57095 ± 19.13031	157.68 ± 122.56	3.78	0.20	1 ± 2
49_CEU13-10_C3_30	3.0 %	0.0809865	1.281	0.1198458	93.583	0.0204729	148.705	27.18977	0.889	9.77653 ± 5.61048	67.08 ± 37.79	11.93	0.28	1 ± 2
50_CEU13-10_C3_34	3.4 %	0.1480917	0.912	0.1278732	84.276	0.2096124	11.708	67.93157	0.356	3.28676 ± 0.15435	22.83 ± 1.07	35.49	6.29	25 ± 42
51_CEU13-10_C3_37	3.7 %	0.0963901	1.149	0.1514020	69.091	0.3757304	6.778	84.86344	0.293	3.14099 ± 0.05669	21.82 ± 0.39	66.25	15.35	51 ± 70
53_CEU13-10_C3_39	3.9 %	0.0315416	3.354	0.0387750	284.313	0.3880357	6.505	76.26956	0.412	3.03632 ± 0.04391	21.10 ± 0.30	87.50	18.85	244 ± 1386
54_CEU13-10_C3_41	4.1 %	0.0357179	2.817	0.0019154	5655.814	0.2867075	8.607	11.29941	0.769	3.12420 ± 0.08334	21.71 ± 0.58	76.80	9.69	2537 ± 286946
55_CEU13-10_C3_46	4.6 %	0.0392468	2.472	0.3300129	33.161	0.6527762	3.752	29.41357	0.317	3.05756 ± 0.03220	21.25 ± 0.22	88.36	25.23	38 ± 25
57_CEU13-10_C3_48	4.8 %	0.0108090	9.600	0.0733722	147.348	0.1042902	26.464	20.26914	1.193	3.03498 ± 0.16746	21.09 ± 1.16	84.01	4.81	33 ± 97
58_CEU13-10_C3_53	5.3 %	0.0128152	7.635	0.1662134	70.836	0.0755894	34.159	17.90576	1.348	3.09677 ± 0.20334	21.52 ± 1.40	78.53	3.89	12 ± 17
4_CEU13-10_C3_60	6.0 %	0.0119837	9.676	0.0570459	200.546	0.0929202	27.226	10.92236	2.214	3.38532 ± 0.47133	23.51 ± 3.25	67.44	1.87	16 ± 66
5_CEU13-10_C3_10	10.0 %	0.1132455	1.008	0.0434675	250.909	0.4588221	11.496	84.40961	0.286	3.21955 ± 0.06546	22.37 ± 0.45	60.18	13.53	156 ± 783
Σ 0.118														

Information on Analysis and Constants Used in Calculations

Sample = CEU13-10_C3

Material = Muscovite

Location = Ceuta

Analyst = Adrien Romagny

Project = ADRIEN

Mass Dis crimination Law = LIN

Irradiation = Pavle2014-1

J = 0.00386550 ± 0.00001933

TCR = 28.619 ± 0.034 Ma

IGSN = Undefined

Pretimed Age = Undefined

Classification = Undefined

Experiment Type = Undefined

Extraction Method = Undefined

Heating = 60 sec

Isolation = 2.50 min

Instrument = ARGUS

Lithology = Undefined

LatLon = Undefined - Undefined

Feature = Undefined

Results														
Age Plateau														
40(a)/36(a) ± 2σ														
40(r)/39(k) ± 2σ														
Age ± 2σ (Ma)														
39Ar(k) (%.n)														
K/Ca ± 2σ														
1.13 64.34 4 ± 20														
34% 6														
2.26 2σ Confidence Limit														
1.0630 Error Magnification														
11 145 ± 305														
22.06 ± 0.31														
Full External Error ± 0.48														
Analytical Error ± 0.22														
0.36 64.34														
84% 6														
2.41 2σ Confidence Limit														
1.0000 Error Magnification														
56 Number of Iterations														
0.0000295454 Convergence														
0.36 64.34														
84% 6														
2.41 2σ Confidence Limit														
1.0000 Error Magnification														
5 Number of Iterations														
0.000985271 Convergence														
27% Spreading Factor														

Figure 124 : CEU13-10 (Muscovites)

Relative Abundances										Age ± 2σ (Ma)		40Ar(r) 39Ar(k) (%) (%)		K/Ca ± 2σ	
36Ar [V]	%1σ	37Ar [V]	%1σ	38Ar [V]	%1σ	39Ar [V]	%1σ	40Ar [V]	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) 39Ar(k) (%) (%)	K/Ca ± 2σ		
33_CEU13_10_A16_1	2.8 %	0.0916906	0.837	0.0991004	139.516	0.0604200	34.966	0.330358	7.757	27.63355	11.49 ± 11.78	1.97	0.38	1.4 ± 4.0	
34_CEU13_10_A16_1	2.9 %	0.0037049	18.978	0.2228125	88.182	0.0662828	382.714	0.184738	11.476	1.67966	22.62 ± 19.05	35.84	0.21	0.4 ± 0.6	
36_CEU13_10_A16_1	3.2 %	0.0212855	2.932	0.0474606	287.360	0.0314834	65.392	1.128404	1.700	8.86391	15.76 ± 2.82	28.88	1.29	10.2 ± 58.8	
37_CEU13_10_A16_1	3.6 %	0.0135210	4.717	0.1282044	108.207	0.2106890	10.181	6.713708	0.330	23.96481	20.58 ± 0.49	83.12	7.70	22.5 ± 48.7	
38_CEU13_10_A16_1	4.1 %	0.0068497	10.420	0.0311689	438.885	0.5494826	5.465	17.070887	0.169	53.45948	20.84 ± 0.21	95.93	19.57	235.5 ± 2067.2	
40_CEU13_10_A16_1	4.4 %	0.0010150	58.198	0.0237202	580.805	0.2012392	10.330	7.671397	0.276	24.30264	21.64 ± 0.41	98.48	8.80	139.1 ± 1615.4	
41_CEU13_10_A16_1	4.9 %	0.0042904	14.360	0.3716286	37.915	0.3090202	6.703	11.611626	0.272	37.38921	21.53 ± 0.29	96.41	13.31	13.4 ± 10.2	
42_CEU13_10_A16_1	5.3 %	0.0018588	32.880	0.1210991	116.898	0.2759694	7.871	10.845960	0.233	34.40357	21.59 ± 0.30	98.14	12.44	38.5 ± 90.0	
44_CEU13_10_A16_1	5.9 %	0.0024778	24.557	0.2722698	50.377	0.2594771	7.485	9.767481	0.235	30.46386	21.07 ± 0.33	97.38	11.20	15.4 ± 15.5	
45_CEU13_10_A16_1	6.8 %	0.0013792	42.629	0.0740199	260.588	0.2895411	8.142	10.133354	0.232	31.51481	21.23 ± 0.31	98.39	11.62	58.9 ± 306.8	
46_CEU13_10_A16_1	8.0 %	0.0014757	42.556	0.4259214	32.432	0.1138512	18.383	4.710138	0.466	14.41507	20.58 ± 0.69	96.92	5.40	4.8 ± 3.1	
48_CEU13_10_A16_1	10.0 %	0.1809959	0.656	0.3051007	43.670	0.2086393	9.908	7.051483	0.306	74.73189	20.87 ± 0.83	28.38	8.08	9.9 ± 8.7	
Σ		0.3305446	0.742	1.8795456	27.440	2.5035297	3.079	87.219532	0.095	362.82246	0.123				

Information on Analysis and Constants Used in Calculations

Sample = CEU13_10_A16

Material = Biotite

Location = Ceuta

Analyst = Adrien Romagny

Project = ADRIEN

Mass Discrimination Law = LIN

Irradiation = Pavie2014-1

J = 0.00385890 ± 0.00001929

TCR = 28.619 ± 0.034 Ma

IGSN = Undefined

Preferred Age = Undefined

Classification = Undefined

Experiment Type = Undefined

Extraction Method = Undefined

Heating = 60 sec

Isolation = 2.50 min

Instrument = ARGUS

Lithology = Undefined

LatLon = Undefined - Undefined

Feature = Undefined

Results									
Age Plateau									
Total Fusion Age									
Normal Isochron									
Inverse Isochron									

Figure 125 : Échantillon CEU13-10 (Biotites)

Figure 126 : Échantillon SEB12-06 (Biotites)

Figure 127 : Échantillon CEU12-10 (Biotites)

Figure 128 : Échantillon CEU12-27 (Phengites)

Relative Abundances														
36Ar	%1σ	37Ar	%1σ	38Ar	%1σ	39Ar	%1σ	40Ar	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) 39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ	
[V]		[V]		[V]		[V]		[V]				(%)		
E10236_ARCALC	0.90 W	0.0000095	256.139	0.0002087	130.782	0.0000083	408.807	0.0000076	484.726	0.0002288	313.464	396.93554 ± 4215.67735	0.00 ± 49280.94	0.0 ± 0.2
E10237_ARCALC	1.60 W	0.0001315	22.724	0.0002515	141.103	0.0001101	33.950	0.0032249	2.829	0.0532140	1.609	4.32619 ± 5.56387	32.01 ± 40.80	5.5 ± 15.6
E10238_ARCALC	2.30 W	0.0000937	27.565	0.0002199	146.236	0.0002862	13.942	0.0193105	0.813	0.0931308	0.833	3.36619 ± 0.80421	24.96 ± 5.92	37.8 ± 110.4
E10239_ARCALC	3.30 W	0.0001542	20.545	0.0006078	44.334	0.0014207	3.194	0.1047766	0.578	0.3509114	0.367	2.90057 ± 0.18530	21.52 ± 1.37	74.1 ± 65.7
E10240_ARCALC	4.30 W	0.0000864	34.824	0.0008872	48.424	0.0006416	9.521	0.0480211	0.759	0.1708649	0.555	3.01268 ± 0.37890	22.35 ± 2.79	30.0 ± 29.1
E10241_ARCALC	5.50 W	0.0000630	42.092	0.0004808	55.280	0.0004865	9.240	0.0349929	0.865	0.1280001	0.818	3.11187 ± 0.45965	23.08 ± 3.39	31.3 ± 34.6
E10242_ARCALC	18.00 W	0.0001629	21.093	0.0010835	27.803	0.0006970	8.282	0.0421309	1.034	0.1680509	0.682	2.82736 ± 0.49341	20.98 ± 3.64	16.7 ± 9.3
Σ										0.2524493	0.358	0.9644009	0.271	

Information on Analysis and Constants Used in Calculations									
Sample = CEU12_12_B7									
Material = Phengite									
Location = Contact Pérido_Ortho									
Negative Intensities = Allowed									
Decay Constant 40K = 5.530 ± 0.048 E-10 1/a									
Decay Constant 39Ar = 2.940 ± 0.016 E-07 1/h									
Analyst = Adrien Romagny									
Project = ADRIEN_JUILLET_2013									
Mass Discrimination Law = LIN									
Irradiation = Pavie_Mai_2013									
J = 0.00412800 ± 0.00002064									
TCSandrine = 28.619 ± 0.034 Ma									
IGSN = Undefined									
Preferred Age = Undefined									
Classification = Undefined									
Experiment Type = Undefined									
Extraction Method = Undefined									
Heating = 60 sec									
Isolation = 6.00 min									
Instrument = MAP									
Lithology = Undefined									
Lat-Lon = Undefined - Undefined									
Feature = Undefined									

Results																		
40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	39Ar(k) (%n)	QMSW	K/Ca ± 2σ													
Age Plateau																		
2.94791 ± 0.14668 ± 4.98%	21.87 ± 1.10	21.87 ± 1.10	0.55	98.73	19.8 ± 8.7													
Full External Error ± 1.16	70%	5	2.41	2σ Confidence Limit														
Analytical Error ± 1.08	1.0000	Error Magnification	1.0000	Error Magnification														
Total Fusion Age																		
3.00513 ± 0.18484 ± 6.15%	22.29 ± 1.38	22.29 ± 1.38	7	30.7 ± 14.0														
Full External Error ± 1.43	72%	5	2.63	2σ Confidence Limit														
Analytical Error ± 1.36	1.0000	Error Magnification	1.0000	Error Magnification														
Normal Isochron																		
No Convergence	0.0000433871	Convergence	0.0000433871	Convergence														
334.63 ± 188.04 ± 56.19%	21.17 ± 2.92	21.17 ± 2.92	0.45	98.73	19.8 ± 8.7													
Full External Error ± 2.94	72%	5	2.63	2σ Confidence Limit														
Analytical Error ± 2.91	1.0000	Error Magnification	1.0000	Error Magnification														
Inverse Isochron																		
380.32 ± 227.82 ± 59.90%	20.74 ± 3.18	20.74 ± 3.18	0.46	98.73	19.8 ± 8.7													
Full External Error ± 3.20	71%	5	2.63	2σ Confidence Limit														
Analytical Error ± 3.17	1.0000	Error Magnification	1.0000	Error Magnification														
3 Number of Iterations																		
0.0000233443 Convergence																		
26% Spreading Factor																		

Figure 129 : CEU12-12 (Phengites)

Relative Abundances															
36Ar	%1σ	37Ar	%1σ	38Ar	%1σ	39Ar	%1σ	40Ar	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r)	39Ar(k)	K/Ca ± 2σ	
[V]		[V]		[V]		[V]		[V]				(%)	(%)		
E10323_ARCASC	1.00 W	0.0000456	29.284	0.0000442	1381.244	0.0000315	38.987	0.0000459	31.890	0.0005872	253.804	281.05839 ± 256.79617	2197.61	0.02	0.4 ± 12.3
E10324_ARCASC	1.60 W	0.0001058	25.314	0.0001576	413.322	0.0000828	35.874	0.0000578	13.472	0.0337141	4.498	4.83322 ± 31.78240	7.28	0.19	1.4 ± 11.5
E10325_ARCASC	2.40 W	0.0001543	17.929	0.0016707	36.281	0.0003762	11.538	0.0239525	0.928	0.1151266	1.366	2.89931 ± 0.69735	60.32	9.08	6.2 ± 4.5
E10326_ARCASC	3.20 W	0.0000655	29.880	0.0018522	31.837	0.0010988	7.985	0.0812564	0.591	0.2460969	0.675	2.78271 ± 0.15175	91.88	30.81	18.9 ± 12.0
E10327_ARCASC	3.70 W	0.0000431	45.873	0.0027962	21.401	0.0006377	5.836	0.0411627	0.778	0.1272250	1.205	2.77754 ± 0.29673	89.86	15.61	6.3 ± 2.7
E10328_ARCASC	4.30 W	0.0000411	35.630	0.0034841	17.751	0.0006103	8.937	0.0467393	0.615	0.1450855	1.071	2.84136 ± 0.19969	91.53	17.72	5.8 ± 2.0
E10329_ARCASC	5.00 W	0.0000182	103.047	0.0013975	40.502	0.0001430	20.697	0.0109430	1.476	0.0355485	4.212	2.75873 ± 1.03218	84.91	4.15	3.4 ± 2.7
E10330_ARCASC	18.00 W	0.0000378	56.785	0.0021613	28.032	0.0007998	7.416	0.0591676	0.730	0.1905686	0.872	3.02542 ± 0.22615	93.93	22.43	11.8 ± 6.6
Σ		0.0005114	11.505	0.0134755	12.726	0.0037800	3.682	0.2637753	0.313	0.8939534	0.494				

Information on Analysis and Constants Used in Calculations														
Sample = CEU12-16_A8														
Material = Muscovite														
Location = Plage Ceuta														
Analyst = Adrien Romagny														
Project = ADRIEN_JUILLET_2013														
Mass Discrimination Law = LIN														
Irradiation = Pavie_Mai_2013														
J = 0.00412800 ± 0.00002064														
FCT3 = 28.619 ± 0.034 Ma														
IGSN = Undefined														
Preferred Age = Undefined														
Classification = Undefined														
Experiment Type = Undefined														
Extraction Method = Undefined														
Heating = 60 sec														
Isolation = 6.00 min														
Instrument = MAP														
Lithology = Undefined														
Lab/Lon = Undefined - Undefined														
Feature = Undefined														

Results														
Age Plateau														
Age Equations = Min et al. (2000)														
Negative Intensities = Allowed														
Decay Constant 40K = 5.530 ± 0.048 E-10 1/a														
Decay Constant 39Ar = 2.940 ± 0.016 E-07 1/h														
Decay Constant 37Ar = 8.230 ± 0.012 E-04 1/h														
Decay Constant 36Cl = 2.257 ± 0.015 E-06 1/a														
Decay Activity 40K(εC,β ⁻) = 3.310 ± 0.040 1/gs														
Decay Activity 40K(β ⁻ γ) = 28.270 ± 0.050 1/gs														
Atmospheric Ratio 40/36(a) = 295.50 ± 1.03														
Atmospheric Ratio 38/36(a) = 0.1869														
Production Ratio 39/37(ca) = 0.000727 ± 0.000000														
Production Ratio 36/37(ca) = 0.000288 ± 0.000000														
Production Ratio 40/39(k) = 0.009690 ± 0.000000														
Production Ratio 38/39(k) = 0.129700 ± 0.000001														
Production Ratio 36/38(c1) = 262.80 ± 1.71														
Scaling Ratio K/Ca = 0.430														
Abundance Ratio 40K/K = 1.1700 ± 0.0100 E-04														
Atomic Weight K = 39.0983 ± 0.0001 g														
Inverse Isochron														
334.40 ± 148.46														
2.80961 ± 5.95%														
20.85 ± 1.25														
± 6.00%														
Full External Error ± 1.30														
Analytical Error ± 1.23														
1.0000														
241														
2σ Confidence Limit														
Error Magnification														
Number of Iterations														
4														
0.0001741794														
Convergence														
34%														
Spreading Factor														

Figure 130 : CEU12-16 (Phengites)

Relative Abundances										Age ± 2σ (Ma)		40Ar(r) 39Ar(k) (%)		K/Ca ± 2σ	
36Ar [V]	%1σ	37Ar [V]	%1σ	38Ar [V]	%1σ	39Ar [V]	%1σ	40Ar [V]	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) 39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ		
9_RL11_05_MU_A1E 3.00 W	0.0425741	4.236	0.543538	515.857	0.0067084	190.542	11.848	14.6356	3.148	5.44719 ± 4.54308	34.05 ± 28.13	12.81	0.17	0.27 ± 2.81	
10_RL11_05_MU_A1 3.30 W	0.0610206	2.968	0.030106	9341.302	0.0278004	45.617	1.28605	24.9058	1.853	5.18822 ± 1.21186	32.45 ± 7.51	26.79	0.63	18.37 ± 3431.73	
12_RL11_05_MU_A1 3.60 W	4	0.0569627	3.230	8.187622	36.755	0.1113145	18.841	3.46141	1.099	4.42061 ± 0.45131	27.68 ± 2.80	46.35	1.69	0.18 ± 0.13	
13_RL11_05_MU_A1 3.80 W	4	0.0696667	2.628	0.386073	726.814	6.951	15.53922	0.272	91.8770	4.56639 ± 0.10074	28.53 ± 0.63	77.06	7.56	17.31 ± 251.59	
14_RL11_05_MU_A1 4.00 W	4	0.0453252	4.001	4.783011	57.547	0.3106770	3.818	24.8566	0.185	4.48895 ± 0.06267	28.11 ± 0.39	88.72	12.09	2.23 ± 2.58	
16_RL11_05_MU_A1 4.20 W	4	0.0294624	6.225	3.239786	88.550	0.3764794	6.131	147.0214	0.314	4.48318 ± 0.05136	28.07 ± 0.32	93.63	14.93	4.08 ± 7.22	
17_RL11_05_MU_A1 4.40 W	4	0.0106608	17.396	0.767626	386.185	0.1817212	7.078	64.3076	0.716	4.54044 ± 0.11708	28.43 ± 0.73	94.75	6.53	7.52 ± 58.06	
18_RL11_05_MU_A1 4.80 W	4	0.0398179	4.579	1.874896	148.235	0.1744044	8.728	69.0777	0.667	4.64380 ± 0.12648	29.07 ± 0.79	82.39	5.96	2.81 ± 8.34	
20_RL11_05_MU_A1 5.30 W	4	0.0655538	2.811	3.002627	92.458	0.4470393	3.704	187.7364	0.245	4.47643 ± 0.04217	28.03 ± 0.26	89.24	18.21	5.36 ± 9.92	
21_RL11_05_MU_A1 5.80 W	4	0.0865967	2.160	1.231386	230.011	0.3840367	3.942	159.7964	0.288	4.45609 ± 0.05301	27.91 ± 0.33	83.57	14.58	10.47 ± 48.15	
22_RL11_05_MU_A1 6.40 W	4	0.0206275	8.709	3.128420	94.793	0.1805867	8.410	83.8749	0.549	4.50742 ± 0.08978	28.22 ± 0.56	92.78	8.40	2.37 ± 4.50	
24_RL11_05_MU_A1 7.00 W	4	0.0006034	308.154	0.859735	331.770	0.0039068	3.9238	18.0499	2.553	4.51849 ± 0.39754	28.29 ± 2.47	98.38	1.91	1.97 ± 13.04	
25_RL11_05_MU_A1 10.00 W	4	0.0009479	190.171	4.931545	59.406	0.1492251	9.170	68.4447	0.673	4.52337 ± 0.10242	28.32 ± 0.64	99.99	7.36	1.32 ± 1.57	
Σ	0.5301196	1.245	16.846443	61.190	2.5297980	2.295	0.074	1088.5531	0.153						

Information on Analysis and Constants Used in Calculations

Sample = RL 11_05

Material = Muscovite

Location = Bent Boueira

Analyst = Adrien Romagny

Project = ROMAGNY

Mass Discrimination Law = LIN

Irradiation = Pavie2013-1

J = 0.00349815 ± 0.00001749

TCR = 28.619 ± 0.034 Ma

IGSN = **Undefined**

Preferred Age = **Undefined**

Classification = **Undefined**

Experiment Type = **Undefined**

Extraction Method = **Undefined**

Heating = 60 sec

Isolation = 3.00 min

Instrument = ARGUS

Lithology = **Undefined**

Lat-Lon = **Undefined - Undefined**

Feature = **Undefined**

Age Equations = Conventional

Negative Intensities = Allowed

Decay Constant 40K = 5.543 ± 0.010 E-10 1/a

Decay Constant 39Ar = 2.940 ± 0.029 E-07 1/h

Decay Constant 37Ar = 8.220 ± 0.010 E-04 1/h

Decay Constant 36Cl = 2.310 ± 0.016 E-06 1/a

Atmospheric Ratio 40Ar/36(a) = 2.98.56 ± 0.90

Atmospheric Ratio 38Ar/36(a) = 0.1885 ± 0.0003

Production Ratio 39Ar/37(ca) = 0.000727 ± 0.000000

Production Ratio 38Ar/37(ca) = 0.006000 ± 0.005400

Production Ratio 36Ar/37(ca) = 0.000288 ± 0.000000

Production Ratio 40Ar/39(k) = 0.009990 ± 0.000000

Production Ratio 38Ar/39(k) = 0.129700 ± 0.000001

Production Ratio 36Ar/36(cl) = 316.00 ± 15.80

Scaling Ratio K/Ca = 0.430 ± 0.017

Results			Age Plateau			Total Fusion Age			Normal Isochron			Inverse Isochron		
40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	MSW	39Ar(k) (%),n	K/Ca ± 2σ	40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	MSW	39Ar(k) (%),n	K/Ca ± 2σ	40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)
4.49122 ± 0.050%	4.49122 ± 0.050%	28.12 ± 0.31	34%	99.21	0.18 ± 0.13	4.49122 ± 0.050%	4.49122 ± 0.050%	28.12 ± 0.31	34%	99.21	0.18 ± 0.13	4.49122 ± 0.050%	4.49122 ± 0.050%	28.12 ± 0.31
Minimal External Error ± 0.33	Minimal External Error ± 0.33	28.12 ± 1.11%	1.89	20	0.18 ± 0.13	Minimal External Error ± 0.33	Minimal External Error ± 0.33	28.12 ± 1.11%	1.89	20	0.18 ± 0.13	Minimal External Error ± 0.33	Minimal External Error ± 0.33	28.12 ± 1.11%
Analytical Error ± 0.14	Analytical Error ± 0.14	28.23 ± 0.33	1.0000	Error Magnification	0.18 ± 0.13	Analytical Error ± 0.14	Analytical Error ± 0.14	28.23 ± 0.33	1.0000	Error Magnification	0.18 ± 0.13	Analytical Error ± 0.14	Analytical Error ± 0.14	28.23 ± 0.33
4.50818 ± 0.61%	4.50818 ± 0.61%	28.23 ± 0.33	13	13	5.25 ± 6.44	4.50818 ± 0.61%	4.50818 ± 0.61%	28.23 ± 0.33	13	13	5.25 ± 6.44	4.50818 ± 0.61%	4.50818 ± 0.61%	28.23 ± 0.33
Minimal External Error ± 0.34	Minimal External Error ± 0.34	28.23 ± 1.16%				Minimal External Error ± 0.34	Minimal External Error ± 0.34	28.23 ± 1.16%				Minimal External Error ± 0.34	Minimal External Error ± 0.34	28.23 ± 1.16%
Analytical Error ± 0.17	Analytical Error ± 0.17	28.23 ± 1.16%				Analytical Error ± 0.17	Analytical Error ± 0.17	28.23 ± 1.16%				Analytical Error ± 0.17	Analytical Error ± 0.17	28.23 ± 1.16%
4.49248 ± 0.98%	4.49248 ± 0.98%	28.13 ± 0.39	123	91.85		4.49248 ± 0.98%	4.49248 ± 0.98%	28.13 ± 0.39	123	91.85		4.49248 ± 0.98%	4.49248 ± 0.98%	28.13 ± 0.39
Minimal External Error ± 0.40	Minimal External Error ± 0.40	28.13 ± 1.39%	28%	10	2.00	Minimal External Error ± 0.40	Minimal External Error ± 0.40	28.13 ± 1.39%	28%	10	2.00	Minimal External Error ± 0.40	Minimal External Error ± 0.40	28.13 ± 1.39%
Analytical Error ± 0.27	Analytical Error ± 0.27	28.13 ± 1.39%	1.0000	Error Magnification	2.00	Analytical Error ± 0.27	Analytical Error ± 0.27	28.13 ± 1.39%	1.0000	Error Magnification	2.00	Analytical Error ± 0.27	Analytical Error ± 0.27	28.13 ± 1.39%
0.0001681944	0.0001681944	0.0001681944	100	Number of iterations	1.0000	0.0001681944	0.0001681944	0.0001681944	100	Number of iterations	1.0000	0.0001681944	0.0001681944	0.0001681944
Convergence	Convergence	Convergence				Convergence	Convergence	Convergence				Convergence	Convergence	Convergence
1.32	1.32	91.85	1.32	91.85		1.32	1.32	91.85	1.32	91.85		1.32	1.32	91.85
23%	23%	10	23%	10	2.00	23%	23%	10	23%	10	2.00	23%	23%	10
20	20	20	20	20	2.00	20	20	20	20	20	2.00	20	20	20
Error Magnification	Error Magnification	Error Magnification	1.0000	Error Magnification	2.00	Error Magnification	Error Magnification	Error Magnification	1.0000	Error Magnification	2.00	Error Magnification	Error Magnification	Error Magnification
4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
0.0004838600	0.0004838600	0.0004838600				0.0004838600	0.0004838600	0.0004838600				0.0004838600	0.0004838600	0.0004838600
51%	51%	Spreading Factor	51%	Spreading Factor		51%	51%	Spreading Factor	51%	Spreading Factor		51%	51%	Spreading Factor

Relative Abundances				36Ar [fA]	%1σ	37Ar [fA]	%1σ	38Ar [fA]	%1σ	39Ar [fA]	%1σ	40Ar [fA]	%1σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) 39Ar(k) (%) (%)	K/Ca ± 2σ
21_R11_05_B9_30	3.0 %			0.0814071	0.893	14.614365	60.357	0.0169176	105.710	0.58596	4.351	26.8820	0.856	2.64526 ± 2.75093	16.66 ± 17.24	5.87 0.15	0.02 ± 0.02
22_R11_05_B9_35	3.5 %			0.2082740	0.691	4.211027	218.617	0.1709166	13.246	7.90272	0.356	99.8102	0.230	4.87959 ± 0.24030	30.61 ± 1.49	38.62 2.03	0.81 ± 3.53
24_R11_05_B9_38	3.8 %			0.1130590	0.631	5.542103	158.605	0.0961727	19.659	7.87734	0.364	71.7293	0.321	4.79265 ± 0.1036	30.07 ± 1.31	52.66 2.02	0.61 ± 1.94
25_R11_05_B9_41	4.1 %	4		0.1022413	1.206	13.202382	66.469	0.7495466	2.211	57.10188	0.133	289.1574	0.081	4.50467 ± 0.03271	28.27 ± 0.20	88.97 14.67	1.86 ± 2.48
26_R11_05_B9_43	4.3 %	4		0.0553129	0.853	2.077097	487.226	0.6333353	2.937	44.03117	0.138	215.3266	0.107	4.50525 ± 0.04292	28.28 ± 0.27	92.13 11.31	9.12 ± 88.83
28_R11_05_B9_45	4.5 %	4		0.0364595	1.219	4.585303	223.161	0.5227508	3.894	42.39158	0.139	202.0404	0.114	4.49265 ± 0.04477	28.20 ± 0.28	94.27 10.89	3.98 ± 17.75
29_R11_05_B9_48	4.8 %	4		0.0761324	1.026	13.147559	68.014	0.6063862	3.108	46.53955	0.133	233.6626	0.098	4.55298 ± 0.03770	28.57 ± 0.23	90.66 11.95	1.52 ± 2.07
30_R11_05_B9_51	5.1 %	4		0.0280600	0.969	15.273708	58.891	0.7804987	2.007	56.49610	0.135	261.7881	0.088	4.50118 ± 0.03096	28.25 ± 0.19	97.12 14.51	1.59 ± 1.88
32_R11_05_B9_53	5.3 %	4		0.0139945	2.628	15.099131	61.844	0.4258245	3.613	32.77573	0.149	151.9424	0.151	4.45912 ± 0.05264	27.99 ± 0.33	96.22 8.42	0.93 ± 1.16
33_R11_05_B9_58	5.8 %	4		0.0066922	5.552	1.424115	590.988	0.2111431	7.695	14.93108	0.215	69.4781	0.331	4.50269 ± 0.10374	28.29 ± 0.65	96.77 3.84	4.51 ± 53.29
34_R11_05_B9_68	6.8 %	4		0.0094291	4.717	13.718102	61.983	0.3055840	6.665	24.28777	0.171	112.7391	0.206	4.46749 ± 0.06533	28.04 ± 0.41	96.28 6.24	0.76 ± 0.95
36_R11_05_B9_80	15.0 %			0.0039507	6.891	14.920125	59.065	0.7464084	1.981	54.36041	0.130	245.5117	0.094	4.46095 ± 0.03125	28.00 ± 0.19	98.79 13.97	1.57 ± 1.86
Σ				0.7350116	0.341	52.550429	59.960	5.2654847	1.189	389.27868	0.048	1980.0679	0.040				

Information on Analysis and Constants Used in Calculations			
Sample = R11_05_B9	Age Equations = Min et al. (2000)	Age Plateau	450452 ± 0.01904
Material = Muscovite	Negative Intensities = Allowed		± 0.42%
Location = Ras Aaraben	Decay Constant 40K = 5.530 ± 0.048 E-10 1/a		28.27 ± 1.08%
Analyst = Adrien Romagny	Decay Constant 39Ar = 2.940 ± 0.016 E-07 1/h		Full External Error ± 0.56
Project = ADRIEN DECEMBRE ICHANTILLONS	Decay Constant 37Ar = 8.230 ± 0.012 E-04 1/h		Analytical Error ± 0.12
Mass Discrimination Law = LIN	Decay Constant 36Cl = 2.257 ± 0.015 E-06 1/a		
Irradiation = Pavie_Feb_2013	Decay Activity 40K(εβ ⁺) = 3.310 ± 0.040 1/gs	Total Fusion Age	450694 ± 0.01555
J = 0.00349815 ± 0.00001749	Decay Activity 40K(ε ⁺) = 28.270 ± 0.050 1/gs		± 0.35%
TCSandrine = 28.619 ± 0.034 Ma	Atmospheric Ratio 40/36(e) = 295.50 ± 0.89		Full External Error ± 0.55
IGSN = Undefined	Atmospheric Ratio 39/36(e) = 0.1885 ± 0.0003	Normal Isochron	Analytical Error ± 0.10
Preferred Age = Undefined	Production Ratio 39/37(ca) = 0.000727 ± 0.000000		
Classification = Undefined	Production Ratio 38/37(ca) = 0.006000 ± 0.005400		
Experiment Type = Undefined	Production Ratio 36/37(ca) = 0.000288 ± 0.000000		
Extraction Method = Undefined	Production Ratio 40/39(k) = 0.009690 ± 0.000000		
Heating = 60 sec	Production Ratio 38/39(k) = 0.129700 ± 0.000001		
Isolation = 6.00 min	Production Ratio 36/38(cl) = 262.80 ± 1.71		
Instrument = ARGUS	Scaling Ratio K/Ca = 0.430 ± 0.017		
Lithology = Undefined	Abundance Ratio 40K/K = 1.1700 ± 0.0100 E-04	Inverse Isochron	
LatLon = Undefined - Undefined	Atomic Weight K = 39.0983 ± 0.0001 g		
Feature = Undefined			

Figure 132 : Ri11-05-B (Micas blancs).

Relative Abundances																	
36Ar [fA]	%1σ	37Ar [fA]	%1σ	38Ar [fA]	%1σ	39Ar [fA]	%1σ	40Ar [fA]	Age ± 2σ (Ma)	40(r)/39(k) ± 2σ	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ				
6_R111_05_B8_30	3.0 %	0.0567397	4.229	8.932081	122.472	0.0080894	247.390	0.9561	5.307	19.6500	2.256	3.51688 ± 4.17924	22.11 ± 26.12	10.78	0.28	0.03 ± 0.07	
8_R111_05_B8_35	3.5 %	0.1368167	1.834	4.354991	248.414	0.0727561	26.459	4.76193	0.571	64.2891	0.690	5.08206 ± 0.53733	31.87 ± 3.34	37.62	2.24	0.47 ± 2.33	
9_R111_05_B8_38	3.8 %	0.0625041	3.883	6.130796	174.109	0.3411126	5.382	27.37440	0.147	143.0541	0.310	4.52163 ± 0.09168	28.38 ± 0.57	86.54	12.91	1.92 ± 6.69	
10_R111_05_B8_40	4.0 %	0.0496260	4.850	8.848803	123.383	0.2716077	5.846	20.15412	0.176	107.7311	0.412	4.58923 ± 0.12534	28.68 ± 0.78	85.51	9.51	0.98 ± 2.42	
12_R111_05_B8_42	4.2 %	0.0313954	7.764	4.851315	224.839	0.3313938	5.196	26.35008	0.161	128.9853	0.344	4.51702 ± 0.09650	28.35 ± 0.60	92.29	12.43	2.34 ± 10.51	
13_R111_05_B8_45	4.5 %	0.0322209	7.609	3.991617	274.132	0.2958969	5.827	24.31900	0.158	120.8011	0.367	4.55163 ± 0.10472	28.57 ± 0.65	91.64	11.47	2.62 ± 14.37	
14_R111_05_B8_50	5.0 %	0.0254362	9.480	13.438661	87.862	0.6319578	2.544	52.92633	0.136	245.9221	0.181	4.51724 ± 0.05096	28.35 ± 0.32	97.20	24.95	1.69 ± 2.97	
16_R111_05_B8_54	5.4 %	0.0096659	24.700	10.561051	102.185	0.1851429	8.822	15.41492	0.203	72.7012	0.610	4.58190 ± 0.16213	28.75 ± 1.01	97.10	7.27	0.63 ± 1.28	
17_R111_05_B8_60	6.0 %	0.0081019	29.476	9.679935	111.755	0.2171420	8.313	15.88840	0.190	73.6369	0.602	4.42045 ± 0.15721	27.75 ± 0.98	95.42	7.50	0.71 ± 1.58	
18_R111_05_B8_70	7.0 %	0.008266	293.033	8.846080	124.395	0.1084901	15.261	7.52236	0.400	34.2521	1.294	4.40736 ± 0.33651	27.67 ± 2.10	96.88	3.55	0.37 ± 0.91	
20_R111_05_B8_80	15.0 %	0.000517	4617.670	11.411220	100.397	0.2484312	8.023	16.72097	0.206	75.4844	0.587	4.44529 ± 0.15449	27.90 ± 0.96	98.52	7.89	0.63 ± 1.27	
Σ		0.4132818	1.943	34.337143	106.338	2.7120206	2.174	212.02812	0.062	1086.5073	0.135						

Information on Analysis and Constants Used in Calculations									
Sample = R111_05_B8									
Material = Muscovite									
Location = Ras Aaraben									
Analyst = Adrien Romagny									
Project = ADRIEN DECEMBRE ECHANTILLONS									
Mass Discrimination Law = LIN									
Irradiation = Pavie_Feb_2013									
J = 0.00349815 ± 0.00001749									
TCSandline = 28.619 ± 0.034 Ma									
IGSN = Undefined									
Preferred Age = Undefined									
Classification = Undefined									
Experiment Type = Undefined									
Extraction Method = Undefined									
Heating = 60 sec									
Isolation = 6.00 min									
Instrument = ARGUS									
Lithology = Undefined									
La-Lon = Undefined - Undefined									
Feature = Undefined									

Results									
Age Plateau									
Age Equations = Min et al. (2000)									
Negative Intensities = Allowed									
Decay Constant 40K = 5.530 ± 0.048 E-10 1/a									
Decay Constant 39Ar = 2.940 ± 0.016 E-07 1/h									
Decay Constant 37Ar = 8.230 ± 0.012 E-04 1/h									
Decay Constant 36C = 2.257 ± 0.015 E-06 1/a									
Decay Activity 40K(CEβ) = 3.310 ± 0.040 1/gs									
Decay Activity 40K(β+) = 28.270 ± 0.050 1/gs									
Atmospheric Ratio 40/36(a) = 295.50 ± 1.03									
Atmospheric Ratio 38/36(a) = 0.1885 ± 0.0003									
Production Ratio 39/37(ca) = 0.000727 ± 0.000000									
Production Ratio 38/37(ca) = 0.006000 ± 0.005400									
Production Ratio 36/37(ca) = 0.000288 ± 0.000000									
Production Ratio 40/39(k) = 0.009690 ± 0.000000									
Production Ratio 38/39(k) = 0.129700 ± 0.000001									
Production Ratio 36/38(c/l) = 262.80 ± 1.71									
Scaling Ratio K/Ca = 0.430 ± 0.017									
Abundance Ratio 40K/K = 1.1700 ± 0.0100 E-04									
Atomic Weight K = 39.0983 ± 0.0001 g									

Results									
Total Fusion Age									
4.51892 ± 0.03342									
± 0.74 %									
Full External Error ± 0.59									
Analytical Error ± 0.21									
2.00 2σ Confidence Limit									
Error Magnification									
1.0000									
11									
2.66 ± 0.65									

Normal Isochron									
340.87 ± 49.65									
± 14.57 %									
4.44636 ± 0.07075									
± 1.59 %									
Full External Error ± 0.70									
Analytical Error ± 0.44									
1.0000									
Error Magnification									
2.07 2σ Confidence Limit									
Number of iterations									
1									
Convergence									
0.0000085673									

Inverse Isochron									
317.26 ± 44.51									
± 14.03 %									
4.49677 ± 0.05742									
± 1.28 %									
Full External Error ± 0.65									
Analytical Error ± 0.36									
1.0000									
Error Magnification									
2.07 2σ Confidence Limit									
Number of iterations									
3									
Convergence									
0.0002808831									
16 %									
Spreading Factor									

Figure 133 : Ri11-05-C (Micas blancs).